

4. *Augitosodó amphibol*. Amphibolos hypersthenaugitandesit. — *Augitisierender Amphibol*. Hypersthenaugitandesit mit Amphibol. + Nic. 55. X.

5. *Chalcedon rostok* amphibolandesitben. — *Faseriger Chalcedon* in Amphibolandesit. + Nic. 55 X.

6. *Biotitban apatit tűk*. Rhyolithtufa. — *Apatit Nadeln in Biotit*. Rhyolithtuff. // Nic. 55 X.

Szeged, 1938. január hó.

Szarvaskőer Hornblendite mit ausführlicher Physiographie.*

Von:

S. v. SZENTPÉTERY (Szeged).

Der Hornblendit kommt an mehreren Stellen in der magmatisch stark differenzierten Gabbroidmasse des S-Teiles des Bükkgebirges, als typisches Differentiationsprodukt vor.

Sein hiesiges Vorkommen betreffend habe ich in der mir zu Gebote stehenden Literatur nur eine einzige Angabe gefunden, aber auch bei dieser ist die genaue Fundstelle fraglich: nämlich A. KALECSINSZKY erwähnt in Verbindung mit einer Amphibolanalyse (1), daß das analysierte Exemplar „Herr Dr. JOSEF SZABÓ als Adern im Gesteine ausgeschieden fand.“ Daraus und aus der wortkargen Beschreibung („die spröde, opake, dunkelbraune, mattglänzende, kristallinische Masse ist stellenweise von grünen Adern durchsetzt“) kann ich höchstens das vermuten, daß vielleicht von der oberen Fundstelle der später zu besprechenden Majorlápá (das Südende des Majorberges begrenzender Graben) die Rede sein kann. In diesem gangarti-

* Den allgemeinen Teil dieser Mitteilung habe ich mit einigen petrochemischen Daten am 22. XI. 1937 in der Sitzung der III. Klasse der Ung. Akademie der Wissenschaften vorgetragen. — Dieser Teil erscheint in ungarischer Sprache im Bd. LVII. des „Matematikai és Természettudományi Értesítő“ der Ung. Akademie der Wissenschaften, in Budapest.

gen (Schliergang) Vorkommen sind die rein auswählbaren großen Hornblendekristalle und Bruchstücke häufig. Ich muß aber auch erwähnen, daß im Szarvaskőer Újhatártal in den dioritischen und gabbroidalen Gängen und Schliergängen die mehrere cm großen auswählbaren Amphibolkristalle ebenfalls sehr häufig sind. Also ist auch das noch fraglich, ob der analysierte Amphibol wirklich aus Hornblendit hervorgegangen ist, da dazu keine neuere Analyse von hier stammender Hornblende ähnlich ist.

In einer auf Grund meiner Forschungen vor 1936. geschriebenen Abhandlung (10) habe ich bei der Besprechung titanomagnetithaltiger Gesteine nur dem Namen nach zwei Hornblenditvorkommen erwähnt, ohne jedwede ausführliche Beschreibung, da noch einzelne Fragen ins reine zu bringen waren und da damals aus dem gesammelten Materiale auch die chemischen Analysen noch nicht ganz fertiggestellt gewesen sind.

Im Herbst des Jahres 1936 und im Frühjahr 1937 habe ich diese Gegend neuerdings durchforscht, aber jetzt nur um die Hornblendit-Fundstellen zu studieren. In diesen Zeiten waren teils infolge der Waldrodung, teils infolge anderer Umstände (reichliche Regengüsse usw.) sehr günstige Forschungsverhältnisse in der ansonsten sehr bedeckten und schwer gangbaren Majorlápá. Der kleine Bach bot damals von seiner Mündung an bis zum aus Karbonsediment bestehenden großen Felsendamm (von der Brücke an gerechnet bis zka. 282 m) sehr gute Aufschlüsse. Diese Verhältnisse ermöglichten es, daß ich die in der unteren Hälfte der Majorlápá bereits früher erkannten Fundstellen detailliert studieren und auch neue Fundstellen finden konnte. Es ist interessant, daß der zu anderen Zeiten gut gangbare obere Teil des Grabens, ober dem Felsendamm, gerade damals stark bedeckt und tief sumpfig war. An der anderen wichtigen Fundstelle, im Vaskapuer Grubenstollen (Zsindelgrubenspitze, Kecskéfark*) hat man in Verbindung mit der dortigen Schürfung nach Titaneisenerz eine beträchtliche Menge

* Eigentlich wird nur die Berglehne gegen die Majorlápá Kecskéfark genannt, während der Name des übrigen Teiles des Berges Zsindelgrubenspitze oder Zsindelorum ist, hier findet sich auch der Peridotitstollen. In die Literatur gelangte aber die Benennung Kecskéfark.

Material zu Tage gefördert, infolgedessen frische Gesteinsoberflächen unter Untersuchung kommen konnten.

B. MAURITZ hat aus der Ditróer Syenitmasse eine dem Majorlápaer Schliergestein (129 m) auch nach der Beschreibung sehr ähnliche Hornblenditart als basisches Differenzierungsprodukt beschrieben, auf welches er die Benennung Hornblendit in die ungarische Literatur erst in Anwendung brachte (2, 3).

Vorkommensverhältnisse. In der Majorlápa sind diese Gesteine, die ganz kleinen Flecken nicht gerechnet, in drei beträchtlicheren Schlieren zu finden.

Die untere Fundstelle beginnt beim 127-ten m (von der Brücke der Landstrasse gerechnet) und ist samt dem gabbroidalen Übergangsgestein in einer Breite von zka 4 m an der N-Seite des Grabens sichtbar. Der grobkörnige (durchschnittlich 10 mmige) Hornblendit übergeht an seinen Rändern in Gabbrohornblendit, dieser in Hornblendegabbro. Das Vorkommen ist schlierartig, aber sehr unregelmäßig, es sind auch einzelne verlängerungsähnliche Teile daran, deren Material ebenfalls stufenweise endlich in Gabbro übergeht. Der Differentiationsrest bildet im Gabbrohornblendit an mehrere Stellen dünne plagioplitische Gänge, Adern und Nester.

Am frischesten verblieb der Hornblendit auf der W-Seite des Schliers, während er auf der O-Seite und ebenso einwärts in die Berglehne (nach N) an manchen Stellen von prehnitischen Adern durchzogen wird und übrigens ist er ein umgewandeltes und verwittertes, leicht zerstäubliches limonitisches Material geworden. Das prehnitische Material ist beiläufig 1 m über dem Niveau des Grabens so in Übergewicht gekommen, daß es den frischen Teil in einer Dicke von zka 40 cm begrenzt, aber unter diesem erscheint das frische Gestein wiederum. Das Vorkommen ist von bankiger Ausbildung, wie die eruptive Masse von Majorlápa im allgemeinen. Die reibungsbrekziöse Struktur ist häufig, aber häufig sind auch Verwerfungen mit auspolierten Rutschflächen. Auf der Südseite des Grabens findet sich an dieser Stelle nur mehr Gabbrohornblendit, welcher ebenfalls in Hornblendegabbro übergeht. Auch selbst im Hornblenditschlier sind Feldspat-enthaltende Teile, in ganz unregelmäßiger Verteilung, scheinbar in einzelnen Nestern.

Nicht weit vom Peridotitschlier, an der S-Seite des Grabens, beim 141-ten m beginnt *die mittlere Hornblendit-Fundstelle*, welche unter den bis jetzt bekannten die beträchtlichste ist. Das durchschnittlich eine 15 mmige Korngröße besitzende Gestein des beiläufig 6.5 m breiten Schliers übergeht auf beiden Seiten in einer dünnen Zone (1—1.5 m) in Gabbrohornblendit mit einer graduell verkleinernden Korngröße. An einzelnen Stellen des Fundortes sind auch Teile in ganz unregelmäßiger (vielleicht infolge der vielfachen Verwerfung unregelmäßig) Verteilung und Form mit größerem Korn (bis 50 mm) als die Hauptmasse vorhanden, welche Teile stufenweise in normales großkörniges Gestein übergehen.

Der Schlier setzt sich auch abwärts unter das Niveau des Baches fort, während er aufwärts in einer Höhe von zka 3 m in Gabbrohornblendit übergeht. Der Gabbrohornblendit der N-Seite des Grabens übergeht kürzlich in prehnitischen Gabbro. Die Prehnitisierung ist im Hornblendit selbst nur sehr spärlich. Die häufigen reibungsbrekziösen Streifen sind entweder ganz dicht oder auch schon megaskopisch dem prophyrischen ähnlich. In diesem Vorkommen habe ich nicht nur in dem Grenzfazies: im Gabbrohornblendit, aber auch selbst im Hornblendit aplitische Injektionen gefunden: dünne gangartige Plagiaplitadern, um welche manchmal auch der Hornblendit genügend viel Feldspat enthält.

Die *obere beträchtliche Hornblendit-Fundstelle* des Baches beginnt beim 230-ten m, an der N-Seite des Grabens. In seinem jetzigen Zustande ist er in einer Breite von 1.5—2 m sichtbar. Er ist stark zertrümmert. Diese Stelle ist übrigens der dynamisch am stärksten angegriffene Teil im den eruptiven Körper durchschneidenden Majorlápaer Aufschluß. Nur auf der W-Seite habe ich in gleichsam kleineren Nestern genügend unversehrte und ziemlich frische Gesteine gefunden, welche sozusagen die harten Kerne der aus der Felsenmasse abtrennbaren größeren Stücke sind. Stellenweise können wir auch schwache Spuren kugeligter Absonderung wahrnehmen:

Gegen der Mitte dieses oberen Vorkommens findet sich ein beträchtlicher, an manchen Stellen einen halben m starker, beinahe ganz prehnitisierter (richtiger: zu prehnitisch-calcitisch-quarziger Substanz umgeänderter) Gang, welcher aus

dem verwitternden Hornblendit steil heraussteht. Das ursprüngliche Gestein des Ganges ist auf Grund der spärlichen Relikte: an femischen Mineralien sehr armer Dioritporphyrit, an anderen Stellen Anorthosit. Der Hornblendit ist stellenweise an der Grenze dieses Ganges am größtkörnigsten und die großen Hornblendekörner und Kristallbruchstücke umgibt an manchen Stellen das ursprüngliche dioritisch-anorthositische Gestein, an den meisten Stellen aber Prehnit.

Die Prehnitisierung setzt sich, wahrscheinlich längs des dioritisch-anorthositischen Ganges, auch an der S-Seite des Baches im gabbroidalen Gestein fort, welches aus dem prehnitisierten Gang ausgehende kleine Prehnitadern an manchen Stellen ganz durchweben, wie auch den zersetzen Hornblendit selbst. An der N-Seite ist das Nebengestein Gabbrohornblendit, Hornblendegabbro, dann sehr dichter Hornblendediagonalgabbro. All diese sind ausnahmslos stark reibungsbrekziös.

Die Qualität des Vorkommens ist schwer näher genau zu bestimmen, wegen der hochgradigen dynamischen Wirkung, zu welcher sich sowohl beim Ultrabazit, als auch bei den Nebengesteinen noch starke chemische Zersetzung und nachträgliche Verwitterung gesellt. Am ehesten könnte ich es Schlierengang nennen. Sicher nachweisbar ist ein Übergang gegen den Gabbro durch den Gabbrohornblendit, aber dieser ist sehr schnell. Schon einen halben m von der Grenze des Vorkommens entfernt steht dichter Gabbro an, welcher hie und da gradeso, wie der Hornblendit, auch Pyrit enthält; es kommen sogar auch stark pyritisierte Parteen vor. Der Pyrit hat sich nahe zum Niveau des Baches mit dem ganzen Gestein zusammen zu limonitischem Material umgeändert. Einen ebensolchen Übergang habe ich auch davon in die Höhe, gegen die Karbonsedimentdecke wahrgenommen, wo ganz oben kleinkörniger, basischer Gabbro mit dem Sediment in Berührung kommt, welches hier an manchen Stellen feldspatführender Glimmerhornfels geworden ist.

Aus den beobachteten Verhältnissen folgt, daß in den zerrissenen Hornblendit zuerst der nachträglich prehnitisierte dioritisch-anorthositische Gang eindrang und erst dann gingen die stärkeren dynamischen Prozesse von statten, infolgedessen in einzelnen Zonen sich sämtliche Gesteine zertrümmerten, auch

kleinere Verwerfungen traten ein (diese kann man besonders bei den prehnitischen Adern gut sehen), der Hornblendit selbst wurde ganz zermalmt und ausgewalzt, sozusagen: hier und dort zerknetet. Im großen ganzen wurde also die ganze Fundstelle deformiert. Noch am besten verblieben die Teile neben dem prehnitisierten Gang, ferner die mit Prehnitadern stark durchwebten Gesteine. Der Prehnit hat also die Fundstelle noch verteidigt, obzwar in kleinerem Maße auch er selbst zertrümmert wurde. Es ist zu bemerken, daß weder im direkt mit dem Ultrabasit berührenden Prehnit, weder in den prehnitischen Adern kein Pyrit zugegen ist, also die Pyritbildung fand wahrscheinlich noch vor der Prehnitisierung des dioritischen Ganges statt.

Die Hornblendite des Vaskapuer Stollens passen genau unter die hiesigen Ultrabasite, aus diesen entwickeln sie sich stufenweise, wie sie auch stufenweise in dieselben übergehen. Auf die schlierige Ausbildung kann man auf Grund der stufenweisen Gesteinsveränderungen höchstens folgern. Die Lagerung der verschiedenen zusammengesetzten Teile ähnelt am meisten einer genügend steil aufgestellten bankigen Ausbildung. Häufig ist die Verwerfung mit glänzenden Rutschflächen; aber häufig sind auch die unregelmäßigen Richtungen besitzender Quetschzonen. Also auch der Ultrabasit des Stollens ist ziemlich zertrümmert, was man an vielen Stellen des Stollens nachweisen kann (10). Plagiaplitische Gänge kommen auch hier vor, sowohl im Stollen, wie unter diesem im Schürfungsstollen und ober diesem: auf der Zsindelgrubenspitze. Den Hornblendit berühren sie aber nicht, wenigstens ich habe dies bisher noch nicht wahrgenommen.

Auch diese Hornblendite charakterisiert, daß sie auch allgemein genommen grobkörnig sind. Ihr durchschnittliches Korn ist immer viel größer, als unter ihren Nebengesteinen die des Peridotites, ja sie sind sogar grobkörniger als der Pyroxenit. Diese Gesteine charakterisiert aber auch, daß sie im allgemeinen viel säuerer als die erwähnten Nebengesteine sind, charakteristisch ist auch der verhältnismäßig geringe Magnetitinhalt und auch das, daß ihr Material: das Verhältnis ihrer zusammensetzenden Mineralien zu einander sehr abwechselnd ist und sie auf kurzem Wege in ihre Nebengesteine übergehen.

Typischer Hornblendit kommt nicht an vielen Stellen des Stollens vor (so beim Abschnitt von 9·75, 14—14·5, 15·3, 16, 21·7 m usw.). Viel zahlreicher sind die in den Peridotit (z. B. beim Abschnitt 15—15·5, 18, 28·5 m usw.) oder in den Pyroxenit (beim Abschnitt 14·7, 15·7, 21·2, usw.) überführenden Arten.

Der Hornblendit kommt auch an mehreren Stellen im schlierigen Gabbro *des Ujhatártales* vor, aber immer nur an kleinen Stellen, bezw. Flecken. In solchen Massen, wie in der Majorlápa und im Stollen, habe ich hier noch nicht gefunden. Die interessanteste und am leichtesten zugängliche Fundstelle ist im NO-Teil des Tóbercberges, in der oberen Felsenmasse der W-Seite des Baches, um 720 m (von der Mündung des Tales gerechnet). Hier sind im Gabbro mächtige Schliernester und schlierartige Teile, deren ganz saure, manchmal anorthositische Gesteine werden mit dunkelfarbigem femischen Teilen begrenzt. Aus diesen Teilen fehlt der Feldspat manchmal fast ganz und wesentlich bestehen sie aus Hornblende und aus Diallag, manchmal ist die Hornblende beinahe der einzige Bestandteil. Es sind aber auch Pyroxenitteile vorhanden.

Die Entstehung dieser ultrabasischen Teile kann auf die hysterogenetisch-schlierige Ausbildung zurückgeführt werden. Im Laufe der Erstarrung haben die auf einzelne isolierte Stellen sich sammelnden Mineralbildner aus den nachbarlichen Magmateilen auch die sich dort befindlichen salischen Stoffe mit sich gezogen und so sind in diesen, mit den salischen Schliernestern in direkter Berührung stehenden Magmateilen nur die basischen Komponente verblieben. Die sich so gebildeten ultrabasischen Teile übergehen gegen das Innere des Schliers kurz in solche Plagioklasgesteine (Dioritpegmatit, Plagiopegmatit, Quarzplagiopegmatit, Oligoklasit usw.), welche wenige oder gar keine femische Mineralien enthalten. Vom Schlier auswärts hingegen übergehen die ultrabasischen Teile in normalen Gabbro.

Hornblenditarten. Der feldspatfreie Hornblendit der Majorlápaer *unteren Fundstelle* (um 129 m) besteht überwiegend oder beinahe ganz (bis 95%) aus gemeiner brauner oder dunkelbrauner Hornblende, zu welcher sich gewöhnlich nur sehr wenige andere primäre Mineralien (Titanomagnetit, Apatit usw.) gesellen, also der nähere Name des Gesteins ist nor-

malen Hornblendit (ROSENBUSCH), in welchem ich aber nirgends Olivin nachweisen konnte. Der Plagioklasgehalt des feldspatführenden Hornblendits ist gewöhnlich gering, abgesehen von den zu den Gabbros überführenden Grenzfazien, er erhebt sich nur selten über 8 %. In manchen Teilen des feldspatführenden Hornblendits vermehrt sich der Apatit sehr stark, er erhebt sich auch bis 10 %, während in einem anderen Stück desselben Teiles, ja manchmal sogar im anderen Teile desselben Handexemplars nur mehr wenig vorhanden ist. So kann man nur mit einer gewissen Kühnheit die Benennung Apatithornblendit gebrauchen. Der monokline Pyroxen: Diopsid ist hier im unteren Vorkommen sehr selten und minimal. Im gesammelten reichen Material verdienen nur einzelne Exemplare die Benennung diopsidführender Hornblendit. Der gegen die Gabbros übergehende Gabbrohornblendit enthält ebenfalls gemeine braune Hornblende, neben derselben mehr weniger Diopsid resp. Diallag. Vom feldspatführenden Hornblendit unterscheidet er sich außer der Menge des Feldspates auch darin, das sein Plagioklas basischer ist (abwärts bis Ab_{45}).

Weiter oben habe ich erwähnt, daß ich an einzelnen Stellen der Gabbrohornblendite in kleinen Gängen in einzelnen Adern und scheinbaren Nestern anorthositisches Material gefunden habe. Der Feldspat derselben ist vorherrschend Oligoklasandesin (um Ab_{65}), er ist so, wie der in den Hornblenditen sporadisch vorkommende Feldspat. Den Feldspat der Hornblendite muß ich wegen dieser Identität, aber hauptsächlich wegen seiner Erscheinungsumstände für ein Injektionsprodukt halten. Dieser Feldspat unterscheidet sich sehr vom vielbasischeren und älteren Plagioklas der nachbarlichen Gabbros und Gabbrohornblendite. Um die Verhältnisse zu klären, habe ich die Feldspate jener Gabbrohornblendite, die sich ebenso aus dem Gabbro entwickeln, wie die normalen Gabbrohornblendite, aber mit aplitischem Material injiziert sind, sehr eingehend studiert. Hier müssen wir wissen, daß die injizierten Gabbrohornblendite so ziemlich oder eben stark umgewandelt sind: die Prehnitisierung, Saussuritisierung, Pyritisierung usw. hat diese stärker angegriffen, als sowohl den nachbarlichen Gabbro oder den Hornblendit. Es ist doch gelungen, Daten dafür zu finden,

daß sie wenigstens stellenweise zweierlei Plagioklas enthalten: einen älteren, welcher gegen die Hornblende und sogar meist auch gegen den monoklinen Pyroxen automorph ist, von der Art um den Labradorit und einen jüngeren, welcher den primären femischen Mineralien gegenüber immer xenomorph, immer frischer, der Art nach Oligoklasandesin ist. Mit diesem letzteren stimmt der Feldspat der Hornblendite ziemlich überein.

Im großen ganzen ähnliche Hornblenditarten bilden auch die Majorlápaer *mittlere Fundstelle* (um 140 m). Der Hauptunterschied ist gegen die Gesteine des unteren Fundorts, daß der im unteren allgemein verbreitete Apatit hier auch in minimaler Menge selten ist, hingegen überall finden wir den Titanit. Der Titanit ist hier zweifellos ein sekundäres, autometamorphisches oder perimagmatisches Mineral, er entsteht teils aus der Wechselwirkung der zeretzenden Hornblende und des Stoffes des Magnetits, teils aus der Hornblende selbst, eventuell unter Stoffzufuhr. Man muß aber ihn wegen seiner Menge zu berücksichtigen, mancherorts ist er nämlich in solcher Menge vorhanden, daß einzelne Gesteine den Namen Titanithornblendit verdienen. Es gibt auch einzelne größere Gesteinstteile, in welchen der Titanit vorherrscht (bis 68 %): Amphiboltitanitit und Titanitit, in welchen noch Hornblende- und Titanmagnetitrelikt, Chlorit, mehr-weniger sekundärer Amphibol und Pyrit zugegen ist.

Zwischen den feinkörnigen Reibungsbrekzien, aber selten auch in den grobkörnigen unversehrten Gesteinen sind auch so viel Feldspat enthaltende Partien, auf welche man die Benennung Gabbrohornblendit gebrauchen könnte. Aber diese Gesteine sind nach meiner Auffassung mit den am Rande des Schliers auftretenden Gabbrohornblenditen nicht gleichwertig. Sie enthalten nämlich nur aus Injektion stammenden saueren Plagioklas. In einzelnen Gesteinen des W-Teiles des Vorkommens ist sehr viel Titanomagnetit vorhanden, er steigt bis 18 %: Titanomagnetithornblendit, während an anderen Stellen überall wenig vorkommt, was die Hornblendite der Gegend auch allgemein charakterisiert. Zwar selten, doch es vermehrt sich auch der Diopsid mit oder ohne Diallag: Diopsidhornblendit.

Ein Teil des Hornblendits der Majorlápaer *obersten*

Fundstelle (um 230 m) ist normaler Hornblendit, manchmal mit minimalem Feldspat, manchmal mit vielem Titanomagnetit und wenigem Ilmenit, ein anderer Teil davon ist Biotithornblendit = Lherzit LACROIX, mit sich bis 26 % erhebendem Biotitinhalt, dann Pyroxenhornblendit, mit sich bis 18 % erhebendem monoklinem Pyroxen: mit Diallag, Diopsid und Augit, zu welchen sich sporadisch noch weniger Bronzit gesellt. Auf der W-Seite des Schliergangs habe ich auch solches Gestein gefunden, welches wesentlich aus Biotit (zka 46 %) und aus Titanit (circa 20 %) besteht, neben welchen es noch Hornblenderelikt, sekundären Amphibol, wenig Chlorit und Calcit enthält, weiter auch ein solches Gestein, in welchem neben dem Biotit (zka 35 %) und dem Titanomagnetit (zka 8 %) der Chlorit vorherrscht, wenig ist der sekundäre Amphibol, sehr wenig ist der Serpentin und der Apatit. Ob diese Gesteine ursprünglich Biotitite, Biotithornblendite oder Biotitpyroxenite gewesen sind, das kann man aus Mangel an frischem Material nicht entscheiden. Vielleicht werden spätere, tiefer dringende Forschungen solche Gesteine auch in frischem Zustande ans Tageslicht bringen. Ich hebe nur das hervor, daß der größere Teil des Chlorits vielmehr eine auf Biotit zeugende Penninart ist.

Zwischen den Hornblenditen des Vaskapuer *Stollens* gibt es zwar auch olivinfreie, aber nur in geringer Menge und an wenigen Stellen. In diesen ist die gemeine braune oder dunkelbraune Hornblende vorherrschend, aber immer ist ziemlich viel monokliner Pyroxen vorhanden (hauptsächlich Diallag, untergeordnet Diopsid, selten der sich gegen den Titanaugit neigende Augit), neben diesen sind der Bronzit und der Titanomagnetit die wichtigeren, es sind also genauer Diallaghornblendite. In dem als Typus erwählten Gestein ist die braune Hornblende 66 %, Pyroxen 24 %, Titanomagnetit 7 %, ansonsten (Apatit, Biotit etc.) 3 %. Der Pyroxen vermehrt sich oft und wird im großen ganzen gleich mit der Hornblende: Pyroxenithornblendit. Dieses Gestein übergeht in einer gewissen Stufenfolge, aber auf kurzem Wege in den Hornblendepyroxenit. Die olivinhaltigen Hornblendite sind in größerer Menge vorhanden. Es sind unter diesen solche, in welchen der Olivin 15 %, es herrscht die Hornblende (um 60—70 %), bedeutend weniger ist der Pyroxen (Diallag, Diop-

sid, wenig Augit) und der Titanomagnetit. Diese Gesteine entsprechen also im großen ganzen dem *olivinführenden* Pyroxenhornblendit = Cortlandtit TRÖGER-Typus mit der Bemerkung, daß unter den Pyroxenen der Hypersthen meistens fehlt, der Bronzit ist spärlich und auch dann wenig. An anderen Stellen häuft sich der Olivin sehr an, es gibt ein solches Gestein, welches um 40 % Olivin enthält, die Hornblende ist um ein wenig mehr, die Menge des Pyroxens und des Titanomagnetits ist beiläufig gleich (um 7—8 %). Dieses Gestein entspricht also dem Peridotithornblendit = Schriesheimit TRÖGER mit der Bemerkung, das die Hornblende nicht grün, sondern braun ist und der Biotit oft fehlt. Die grünliche Farbe der Hornblende ist auch im Vaskapustollen immer das Ergebnis einer Umwandlung. Der Übergang dieses Gesteins in den Peridotit ist eine allgemeine Erscheinung. Die poikilitische Struktur ist mit dem ansteigenden Olivininhalt verhältnismäßig immer ausdrucksvoller.

Im *Ujhatártal* (um 720 m) besteht das an der Berglehne des Tóberc erwähnte Hornblenditvorkommen aus Diallaghornblendit, in welchem der Feldspat manchmal plötzlich zunimmt, während er an manchen Stellen ganz fehlt, dem sich schnell veränderndem Charakter der hysterogenetischen Schlieren entsprechend. Von Olivin ist nicht einmal eine Spur vorhanden. Häufig übergeht er in Hornblendediallagit, dieser aber in Hornblendegabbrodiaggit, aber wie ich erwähnte, übergeht er auch in saure Schlierengesteine.

Ausführliche Physiographie. Das *megaskopische Bild* der Gesteine der einzelnen Fundstellen ist ziemlich verschieden. Noch am besten stimmen die Gesteine des unteren und mittleren Schliers von Majorlápa mit einander überein, ihnen ähnlich sind einige frische Exemplare des obersten Schliers und einigermaßen auch die Tóbercer Gesteine.

Die Majorlápaer Gesteine sind im frischen Zustand dunkelgrau oder ganz schwarz, ihre durchschnittliche Korngröße erhebt sich von 5 mm bis 5 cm. Das größte Korn besitzt das Gestein des mittleren Schliers, obzwar auch im oberen nicht selten sehr große Hornblenden (bis 7 cm) sind. Die Korngröße ist oft nicht gleichmäßig, was teilweise einen sekundären Ursprung hat: in den Reibungsbrekzien und in den umwandelnden

Gesteinen ist die Struktur manchmal der porphyrischen ähnlich, nämlich im mittelmäßigen oder eben dichten Grund (welcher oder aus genügend frischem Hornblendegebrösel, oder aus neugebildeten Mineralien besteht) sind große Hornblendekörner sichtbar. An den Spaltungsflächen der Hornblende sieht man oft, daß sie gebogen sind, manchmal sind sie auch mehrfach gekrümmt. Ihr megaskopisch erkennbarer Gemengteil ist außer der Hornblende noch der spärliche Feldspat, in graulich weißen, sehr abwechselnd großen (bis 6 mm), gänzlich unregelmäßigen Körnern und kleinen Aggregaten, ferner im oberen Schlier und am Tóberc sind genügend viel Biotitlamellen mit runzeliger Oberfläche (bis 10 mm) zu sehen, welche sich meist in den rötlichen, rötlichgelben, manchmal metallisch bronzgelben Farben zeigen. Ebenfalls im Majorlápaer oberen Schlier können wir sehr selten kleinere und größere (bis 18 mm) licht oder dunkelbraune Pyroxenkörner, im unteren Schlier sehr oft gelbliche oder bräunliche Apatitkörner wahrnehmen. Diese ungewöhnliche megaskopische Farbe des Apatits verursacht, daß die einzelnen Körner und Körneraggregate feine limonitische Chloritadern sehr dicht durchweben. Auf die einzelnen Gesteine des mittleren Schliers sind die bräunlichen und gelblichen Titanitkristalle charakteristisch, ebenfalls hier sind die feinkörnigen Plagioplitadern und dünnen Gänge häufig. Der Pyrit kommt meist in ein wenig oxydierten Körnerhaufen und Schnüren vor. Im oberen Schlier sind 10—15 cm lange, dicke, linsenförmige Stellen voll mit Pyrit, manchmal bestehen sie beinahe nur daraus. Die grauen und graulich weißen Prehnitadern und Nester kommen in der Majorlápa überall häufig vor, so auch die manchmal warhafte Netze bildenden Quarz-, Calcit-, Chlorit-, etc Adern.

Die Spaltungsflächen der frischen Hornblende glitzern schwarz, dieser Glanz schwächt aber im Laufe der Umwandlung, sie wird zuletzt seidenglänzend und grün, grünlichgrau oder lichtbraun, manchmal wird sie ganz glanzlos, aber bleibt oft schwarz. Im oberen Schlier sind gleichsam in separaten Nestern graulichweisse, faserige, manchmal auch asbestartig verworren-feinfädige Tremolithaufen vorhanden. Aber an der Hornblende kommt auch die metallige Bronzefarbe vor, ebenso auch abwechselnde Anlauffarben.

In den verwitternden Gesteinen treten auch gelbe, braune oder dunkelbraune limonitische Flecken auf, die mit dem Vorschreiten der Verwitterung sich auf das ganze Gestein ausdehnen. Diese Flecke stehen in mehreren Fällen mit infolge der Pyritisierung bereits umgewandelten Stellen im Zusammenhang. Die solchen Gesteine sind gewöhnlich bereits bröckelig geworden. Hie und da haben sich auch kleinere und größere limonitische Hohlräume gebildet. Das Endprodukt der Verwitterung ist ein auch mit der Hand leicht zerdrückbarer Ton, mit viel Limonit, Chlorit, Titanit usw. usw.

Die Hornblendite des Stollens sind schwarze, glitzernde Gesteine, mit manchmal großen (bis 20 mm) Hornblende-, bedeutend kleineren, hie und da bronzefarbenen Diallagkristallen und mit sich an manchen Stellen vermehrenden Magnetitkörnern mit starkem Metallglanz. Die poikilitische Struktur der Hornblende und des Diallags kann man an mehreren Stellen auch megaskopisch gut sehen. Bei der Umwandlung werden diese Gesteine glanzlos schwarz oder dunkelgrau, bei der Verwitterung rostbraun, dunkelbraun. Im Inneren des Stollens zerfallen die alten Oberflächen, oder man kann sie leicht zerstäuben, ohne daß die Mineralien gänzlich zersetzt wären. Ich habe erfahren, daß hauptsächlich jene Gesteine so zerfallen, deren Diallage verkalkt sind. Im so entstandenen Grus kann man große Hornblendekristalle sammeln.

Die Hornblendite des *Tóberc* sind dunkelgrau oder graulichschwarz und man kann in ihnen große Hornblende und Diallagkörner, Prehnitflecken und hie und da große Feldspatkristalle sehen. Sie zerfallen in polyedrische Stücke, während die identischen Gesteine des Stollens sich oft kugelig absondern. Die kugelige Absonderung kann man am besten in der verwitterten Wand des Stollens wahrnehmen.

Die mit Limonit überzogenen Trennungsflächen sind auch in den chemisch frischen Gesteinen häufig, in den umwandelnden aber fast allgemein verbreitet. Auch die polierten Rutschflächen sind häufig. Dünnere und dickere Quetschzonen sind in der Majorlápá und am *Tóberc* häufig, solche kommen auch im Stollen vor, ihre Richtung ist unregelmäßig, manchmal kreuzen sie auch einander.

Mikroskopische Resultate. In einzelnen Horn-

blenditen, so im Majorlápaer oberen Schlier und am Tóberc, aber manchmal auch im Vaskapuer Stollen, sind die einzelnen Bestandteile sehr ungleich verteilt. Dieser Umstand, zu welchem auch die Grobkörnigkeit der Gesteine noch beiträgt, kann bei mikroskopischen Untersuchungen sehr leicht Irrtümer verursachen, und zwar die Benennung der Gesteine betreffend. Denn ein aus dem einen Teil ein- und desselben Gesteinsexemplars bereiteter Dünnschliff kann z. B. Biotithornblendit, ein aus einem anderen Teil desselben verfertigter kann biotitführenden Diallaghornblendit, ein dritter kann Hornblende-diallagit beweisen, oder aber kann im Stollen der eine Schliff olivinfreien Diallaghornblendit, der andere Cortlandtit, der dritte Schriesheimit zeigen usw. Es gibt solche Teile, welche nur aus Aktinolith und Biotit mit wenigem Titanit bestehen, andere aus vergrünter Hornblende, Chlorit und Magnetit, usw. In solchem Falle kann man nur auf Grund einer reichlichen Dünnschliffserie ein reines Bild gewinnen, dazugenommen, daß man die einzelnen Bestandteile nicht überall megaskopisch erkennen kann, z. B. in jenen Exemplaren, die bereits etwas umgewandelt sind.

In den untersuchten Gesteinen ist die *Hornblende* vorherrschend, in ihren größeren Teil sogar vorwiegend herrschend, manchmal ist sie fast der einzige Bestandteil. Ihre Gestalt ist im großen ganzen ein isometrisches Korn oder ein bißchen längliches Prisma. Sie ist beinahe immer xenomorph. Es gibt aber auch kleine, ganz automorphe Kristalle, welche Einschlüsse in der großen sind, zwischen denen aber kein Artunterschied ist. Manchmal ist nur das eine ihrer Enden automorph, während ihr anderes Ende einem anderen Hornblendekristall gegenüber xenomorph ist. Die Hornblende ist dem Feldspat, dem Titanit usw. gegenüber immer automorph, dann auch von seiten einzelner Hohlräume, die eine sehr gemischte Mineralgesellschaft ausfüllt. Diese Erscheinung können wir so erklären, daß die Hornblende im Laufe der Kristallisierung den ihr zu Gebote stehenden Raum nicht ganz ausfüllte, einzelne Lücken, Zwischenräume sind zurückgeblieben, gegen welche sie sich ganz gut ausbilden konnte. Die Ausfüllungsminerale dieser Zwischenräume sind nachträglich auskristallisiert. Diese sind: Feldspat, Apatit, Titanit, Chlorit, Calcit usw. Die Hohl-

räume sind an manchen Orten eine gewisse Zeit lang leer geblieben und dies verursacht, daß die Hornblende an diesen Stellen oft eine kleinere-größere Korrosion erlitt. Besonders gut kann man es beim Feldspat, manchmal auch beim Apatit sehen, daß diese sich oft auf den wahrhaft gezackten, manchmal auch grössere Einbuchtungen zeigenden Oberflächen der Hornblende aufgewachsen ausbildeten. Durch die manchmal bogenartigen korrosionalen Eintiefungen dringt der Apatit hie und da tief in den Körper der Hornblende.

Einzelne Kristalle zeigen außer der prismatischen Spaltung eine mehr-minder gute Spaltung bezw. Absonderung auch nach der Querfläche (100), andere Kristalle zeigen solche auch nach der Basis (001). Die Hornblende ist selten Zwilling, auch dann hauptsächlich ein aus nur zwei Individuen bestehender Zwilling nach der Querfläche (100), meistens so, daß sich das zweite Individuum im breiten Hornblendefeld als dünner Streifen zeigt. Selten wachsen zwei breite Individuen zusammen, noch seltener sind die Viellinge nach der Querfläche (100). In der Richtung der Absonderung nach der Basis (001) kann man manchmal auch eine überaus feine Zwillingstreifung beobachten, die Breite der einzelnen Streifen beträgt kaum einige μ , deshalb kann man sie auch so selten bemerken.

Die primäre Hornblende ist braun oder dunkelbraun, deren optisches Verhalten sich zwar verändert, doch nicht zwischen großen Grenzen. Ihr Pleochroismus ist aber, die Nuancen betreffend genug abwechselnd: a = lichtbraun, lichtgelblichbraun, lichtgelb, gelblichweiß, manchmal beinahe farblos, b = dunkelbraun, braun, gelblichbraun, c = dunkelbraun, dunkelrotbraun, dunkelgraulichbraun, tabakbraun. Absorption: $a < b < c$, $c : c = 0^\circ - 11^\circ$, der Mittelwert der sämtlichen gemessenen Werte ist 8° . Die äussersten Werte seiner Doppelbrechung: $0.024 - 0.036$, $2V = 80^\circ$ (von 74° bis 81° habe ich gemessen, meistens war 80°). Als ursprünglichen Einschluß der Hornblende halte ich nur den Titanomagnetit, den Olivin (im Stollen) und den Pyroxen (Diälag, Diopsid). Mit dem monoklinen Pyroxen webt er sich oft auch zusammen, wie wir es weiter unten sehen werden. Die übrigen darin befindlichen, scheinbaren Einschlüsse (Feldspat, Apatit, Titanit usw.) sind längs der Risse, Spaltungen, Brüche und in den korrosionalen Aus-

höhlungen nachträglich ausgeschieden. In jenen Gesteinen, in welchen die Menge des Olivins ziemlich groß ist, ist die Struktur der Hornblende typisch poikilitisch.

Die dynamische Wirkung ist oft stark und kaum gibt es ein solches Exemplar, wo man sie wenigstens in einem kleineren Grade nicht nachweisen könnte. Die Kristalle löschen nicht nur undulös aus, aber an manchen Stellen sind sie auch gekrümmt, ja sogar auch gefältelt. Infolge der dynamischen Wirkungen sind die Kristalle im Majorlápaaer oberen Schlier am stärksten verzerrt. Ein weiterer Grad ist die Zertümmerung. Die Zertrümmerung beginnt manchmal mit einer gut sichtbaren flexuraartigen Abbiegung, wann die Kristallteile sich von einander verschieben, aber so, daß die Spaltungs- und optischen Richtungen der abwärtsgezogenen bezw. verschobenen Teile beinahe oder ganz parallel mit einander sind. Der mittlere schräge Teil, der Abbiegungsstriemen ist in den Spaltungsrichtungen zerspaltet und besteht aus von der Hauptmasse stufenweise abweichenden optischen Richtungen besitzenden Lamellen, Fädchen, welche sich im großen ganzen parallel beugen und dicht neben einander abwärtsziehen. An manchen Stellen sind typische Flexuren zugegen, an anderen Stellen sind die Hornblendelamellen und Fäden längs dieses metamorphen schrägen Streifens auch schon zerbrochen. An anderen Stellen hat die durch die Faltung (Drehung) verursachte Spannung die Hornblendekristalle einfach zerrissen. Die Seiten der entstandenen Kluft schreiten; resp. ziehen im großen ganzen parallel und enden gegen einander in starren Fasern. Dies kann man besonders dann gut sehen, wenn Quarz die Rißspalte ausfüllt.

Überall sind die aus den Flexuren ausgehenden, oft nur ganz dünnen reibungsbrekziösen Linien häufig, ebenso auch die breiten Quetschzonen. Sowohl diese Zonen, als besonders die dünnen Brechungslinien laufen in abwechselnden Richtungen ab. Beim Zustandekommen der einzelnen Bruchstücke sind die Spaltungen der Hornblende nur teilweise zu einer Rolle gelangt. Es ist wahr, daß aus der Hornblende auch genügend regelmäßige Rhomboidformen entstanden, auch schlanke Prismen, dünne Stengeln usw., aber ihr größter Teil ist unregelmäßig, ein im großen ganzen isometrisches Korn, selten ein unregelmäßiger scharfer Splitter. Die beinahe immer undulös auslöschenden

Bruchstücke stehen entweder ohne Kittsubstanz in einer gepressten Masse, oder aber ist sehr fein zermahlte Hornblende die Bindemasse. Aber auch die neugebildeten Mineralien fungieren als Bindemasse. Im Gebrösel finden wir ausser der immer herrschenden Hornblende in ausgesprochener Bruchstückgestalt nicht nur die älteren Mineralien als sie: den Olivin, Diallag, Diopsid, Magnetit usw., sondern auch die jüngeren als sie: den Feldspat und den Apatit, ja sogar auch die sekundären Mineralien: die sekundären Amphibole, den Titanit und den Epidot. Die Bildung dieser Mineralien geschah teils vor, teils zur Zeit der dynamischen Wirkungen, aber auch nach diesen.

Die eine klastoporphyrische Struktur besitzenden reibungsbrekziösen Teile verkittet manchmal Prehnit. Der Prehnit kommt aber auch zusammen mit Chlorit, Limonit, Quarz und Calcit als Aderausfüllung vor, welche Adern die neuérdings zusammengebrochenen prehnitischen Reibungsbrekzien wahrlich durchweben. Es kompliziert die Verhältnisse, daß noch auch vor der großen Zertrümmerung ein kleinerer dynamischer Prozess geschehen ist, in die durch diesen verursachten Klüfte haben sich damals der Feldspat, der Apatit, ein Teil des Titanits usw. auskristallisiert. Damals sind auch die dioritisch-anorthositischen Gänge eingedrungen. Aus den beobachteten Verhältnissen kann man außerdem auch das folgern, daß entweder unter den in den Reibungsbrekzien als Bruchstücke erwähnten sekundären Mineralien (Titanit, Epidot, sekundäre Amphibole usw.) von einzelnen auch zwei Generationen fungieren, oder das, daß die Bildung derselben von der Zeit vor den dynamischen Wirkungen an und auch nach dem Ablauf derselben kontinuierlich geschehen ist.

Die gepreßten, ausgewalzten Kristalle der Hornblende, sowie auch ihre Bruchstücke sind am stärksten umgewandelt, obzwar man dies nicht verallgemeinern kann, weil auch solche Reibungsbrekzien vorkommen, die aus ganz frischem Hornblendegebrösel bestehen.

Das Anfangsstadium der Umwandlung der braunen Hornblende ist die Vergrünung, bzw. die Ausbleichung oder vollständige Entfärbung. Auf diese scheint von besonderer Wichtigkeit zu sein, daß sie fleckenweise resp. kristallteilweise geschieht. Entweder wandelt sich das eine Ende des Kristalls

um, oder das ganze Kristall wird fleckig. Bei den im großen ganzen isometrischen oder sich dem nähernden, aber immer unregelmäßig geformten Flecken ist der Farbenübergang ebenso gut sichtbar, wie bei den Kristallenden. Bei der Vergrünung ist der Übergang so, daß die braune Farbe entweder langsam stufenweise, oder in immermehr grünlicher werdenden Streifen endlich ganz grün wird, im zweiten Falle so, daß auf braune grünlichtbraune, darauf grüne, lichtgrüne, blaßgrüne Streifen folgen. Am äußersten Teil der Kristallende ist oft wieder ein lebhaft oder dunkelgrüner, sehr dünner Streifen. So kommt manchmal eine der zonaren Ausbildung ähnliche Struktur zustande. Die optischen Eigenschaften des gebildeten sekundären Amphibol stimmen am besten mit denen des Uralit überein, obzwar er in gewissen Hinsichten der *grünen resp. grünlich-braunen Hornblende ähnlich ist. Wichtig ist hier, das die Vergrünung sich nur auf einen kleinen Teil oder auf kleinere selten grössere Flecken des Kristalls ausdehnt. Bei der zonaren Struktur ähnlichen Ausbildung wird die braungebliebene Hornblende niemals von dem vergrünten Teil ganz umgrenzt, nur ein fast immer kleinerer Teil desselben, welcher sich vielfach mit chloritisierten Stellen berührt.

Die vergrünten Teile übergehen oft direkt in Chlorit. Sonst zerfasert sich in solchen Fällen das Ende der Hornblende, es bildet sich Aktinolith und die Aktinolithfasern beginnen an ihren Enden zu chloritisieren. Die strahlig-faserige Struktur des Aktinolith verbleibt manchmal auch noch bei der vollständigen Chloritisierung (oberer Schlier). In anderen Fällen zerspaltet die braune Hornblende selbst und die gebildeten Stengeln und Fasern bleiben bis zu einer gewissen kurzen Entfernung braun, und vergrünen nur an ihren Enden. In den Lücken des zerfaserten Amphibols sind die später gebildeten Mineralien auskristallisiert. Das Vergrünen begleitet manchmal Erzausscheidung. Die Aktinolithisierung dehnt sich auch auf ganze Gesteinsteile aus. An einzelnen Stellen des oberen Schliers ist die Hornblende in kleine lebhaftgrüne, bläulichgrüne und grünlichtbraune lange dünne Kristalle zerfallen, welche mit Titanit und Biotit eigentümlich faserige Strukturen hervorbringen. Die Eigenschaften dieser Kristalle weichen von denen des Aktino-

lith ein wenig ab. Die Vergrünung assoziiert sich manchmal mit Ausbleichung.

Die Ausbleichung resp. die völlige Entfärbung ist auch eine häufige Erscheinung und meldet sich entweder in einzelnen Flecken oder Streifen. Die Flecken und Streifen werden stufenweise sehr blassbraun oder blassgelb. Am äußeren Teile des Kristalls ist der Übergang von der braunen Hornblende in die immer lichter werdende fast allgemein zonar, im inneren Teil ist er aber selten zonar, sondern stufenweise, ohne scharfen Grenzen. Oft wird die Hornblende am Ende der Prismen resp. in der Mitte der Flecken ganz farblos, an den Enden zerfällt sie manchmal zu faserigem Tremolit. Ganz ausnahmsweise bildet sich faseriger farbloser Amphibol auch in den inneren Flecken. Die völlige Entfärbung begleitet oft reichliche Titanitausscheidung, an anderen Stellen ist wiederum ziemlich viel Eisenerz entstanden. Der ausgeschiedene Titanit zeigt die Struktur der Hornblende oft gut und manchmal kann man ihn von den aus dem Magnetit ausgeschiedenen Titanitkörnern auch unterscheiden.

Der innerste Teil der im Laufe der Umwandlung auftretenden Flecken besteht manchmal aus Feldspat, oder Chlorit, oder aber aus Prehnit. Oft ist die Hornblende auch um den Feldspat oder um das Quarzkorn auch grün oder eben chloritisch. Daraus kann man folgern, daß der Stoff des Feldspates oder Quarzes, oder auch der des Prehnites den im innersten befindlichen Chlorit von seinem Platze verdrängte und so kam der Feldspat oder der Quarz usw. dorthin, wo er jetzt ist.

Die fleckige Umwandlung ist manchmal mit einer streifigen verbunden, welche sich dann auf ein größeres Gebiet ausdehnt. Sie kommt gewöhnlich so zu stande, das die einzelnen Flecken in der einen oder anderen Spaltungsrichtung Umänderungstreifen verbinden. Die ausgebleichten oder vergrünerten Teile sind in einzelnen Kristallen auch zur Herrschaft gelangt, besonders an einzelnen Stellen des Vaskapustollens und die braunen Relikte sind im grünen, blaßgelben oder farblosen Grund nur als einzelne kleinere unregelmäßige Teile sichtbar.

In einzelnen stärker verquarzten Gesteinen, so im Majorlápaaer mittleren, aber hauptsächlich im oberen Schlier, werden die in die kreuz und quer laufenden Quarzadern hineinstrecken-

den Tremolitbündel asbestartig. Ebenfalls solchen verworrenen, faserigen Asbest finden wir auch in einzelnen größeren Nestern der oberen Fundstelle, wie ich dies bereits in der megaskopischen Beschreibung erwähnte.

Die optische Orientation sowohl der vergrünten, als auch der ausgebleichten Teile stimmt mit der frisch: braun gebliebenen Teilen überein, nur in den Längsschnitten (010) habe ich kleinergrädige (bis 8°) Abweichungen im c:c Winkel erfahren. Eine interessante Erscheinung der verblaßten resp. ganz entfärbten Teile ist, daß sie nach der Basis (001) manchmal eine außergewöhnlich feine Strichelung zeigen. Von diesen feinen Stricheln, welche meistens Absonderungsrichtungen entsprechen, kann man vielleicht eben wegen ihrer großen Feinheit nur sehr spärlich nachweisen, daß sie gleichzeitig auch Zwillingslamellen sind, solche, was für eine wir manchmal beim Diopsid und beim Diallag erfahren können. Hauptsächlich an den Enden der langprismatischen Kristalle kann man diese Lamelligkeit (Strichellinien-Struktur) sehen, welche aus dem blassen oder aus dem farblosen Teile manchmal auch in den grünlichen Amphibolteil übergehen. Ihr Übergehen in den frischen braunen Teil konnte man, vielleicht wegen der sehr starken Eigenfarbe, nur in kaum einigen Fällen nachweisen. Eine andere auffallende Erscheinung ist, daß im Majorlápaer oberen Schlier und am Tóbérc die vergrünten und entfärbten Teile unregelmäßige Biotitlamellen oft enthalten. Davon wird bei der Besprechung des Biotits ausführlicher die Rede sein. Die Titanitisierung der Hornblende ist besonders im mittleren Schlier der Majorlápa häufig und manchmal auch stark. Die Titanitbildung kommt häufig mit der Chloritisierung zusammen vor.

In den mit Feldspat injizierten Gesteinen ist die Hornblende manchmal sehr stark umgewandelt, während der Feldspat meistens frisch ist. Die Hornblende wurde bei der vollständigen Zersetzung zu Chlorit-, Epidot-, Calcit-, Ton- und limonitischen Titanithaufen, welcher oft so dicht ist, daß man die einzelnen Gemengteile nicht alle unterscheiden kann. Die Zersetzungsprodukte sammelten sich entweder in einzelnen Nestern, oder sie nahmen Platz vom inneren Teilen des Kristalls, während der äußere dünne Rand manchmal im großen ganzen frisch geblieben ist. Es ist ein seltener Fall, daß auch

die äußeren Teile zersetzt sind; auch dann kommen noch kleine Hornblenderelikte vor. In den Reibungsbrekzien ist manchmal der größte Teil der Hornblende verschwunden, an ihre Stelle gelangten die Zersetzungs- und Infiltrationsprodukte: Titanit, titanitischer und limonitischer Ton, Aktinolith, Biotit, ein wenig Chlorit, viel Quarz, Prehnit usw. In solchen stark zersetzten Gesteinen kann man beinahe immer den Pyrit nachweisen, so auch in jenen Gesteinsteilen, die sich beinahe in ihrer ganzen Masse zu Titanit und Chlorit umgeändert haben. Es scheint, daß die Pyritbildung hervorruhenden Prozesse eine sehr starke Wirkung ausübten, aber meist nur in den Reibungsbrekzien, denn wo der Pyrit in unversehrte Hornblenditeile eingebettet ist, dort ist die chemische Umänderung oft nur geringfügig.

Auf Grund der in den Majorlápaer Fundstellen, ferner der im Vaskapustollen erfahrenen Verhältnisse ist es zweifellos, daß die Hornblende auch prehnitisiert. Die starke Prehnitisierung des den Majorlápaer oberen Schlier durchschneidenden mächtigen anorthositischen Ganges zog auch die ähnliche Umänderung der Hornblendite nach sich. Daß nicht nur von einer einfachen Verdrängung, sondern von einer Art der Zersetzung die Rede ist, das beweisen hier unzählige Beispiele. In den prehnitischen Aggregaten ist das Hornblenderelikt häufig, um welches im Prehnit manchmal auch Limonit, Titanit, Epidot und Quarz zu sehen ist. Der ziemlich unreine Prehnit hat manchmal längs den Spaltungen der Hornblende, an anderen Stellen längs den Brüchen eindringend langsam die Hornblende verdaut. Die verschiedenen Stadien der Zersetzung sind überall gut sichtbar.

Der *Pyroxen* ist im Majorlápaer unteren Schlier selten und minimal, im mittleren Schlier ist seine Menge nur selten bedeutend, im oberen ist er häufig, während er im Stollen und am Tóbérc ein allgemein verbreiteter Bestandteil ist. In der Majorlápa herrscht der *Diopsid*, welcher die Struktur des Diallags nur selten zeigt, während im oberen Schlier, im Vaskapustollen und am Tóbérc der *Diallag* herrscht. Außer diesen kommt der *Bronzit* hauptsächlich im Stollen vor, zwar spärlich, aber manchmal in bedeutender Menge, auch hier erscheint selten der sich gegen den Titanaugit neigende *Augit* und der *Hypersthen*. Dies letztere Mineral habe ich in der Majorlápa

nur in den sich gegen die Gabbros neigenden Hornblenditen gefunden.

Am frischesten ist der Pyroxen im Vaskapustollen, während man in der Majorlápaer unteren und mittleren Fundstelle meistens nur aus den karbonatischen (Calcit und Dolomit) kleinen Pseudomorphosen auf ihn folgern kann. In diesen Pseudomorphosen sind auch die winzigen Relikte des Pyroxens selten, meist sind nur die mit ihm verwobenen und frisch gebliebenen braunen Hornblendeteilchen, ihre charakteristischen kleine Flecken die Beweise. Neben dem Karbonat ist auch ein wenig Chlorit entstanden. Im Majorlápaer oberen Schlier, obzwar er das dynamisch am stärksten deformierte Vorkommen ist, ist auch der frische Pyroxen häufig, aber stellenweise sind auch mit reichlicher Limonitausscheidung bezeichnete karbonatische Pseudomorphosen zu finden. Im Vaskapustollen ist in den Pseudomorphosen schon viel weniger Limonit vorhanden, welcher die übrigen Zersetzungsprodukte oft nur als eine dünne Haut umgibt, oder die Pseudomorphosen in Gestalt von dünnen Adern umzieht. Ebenfalls hier uralitisiert auch der Pyroxen. Die Chloritausscheidung aus dem zersetzenden Pyroxen ist nur am Tóbérc beträchtlich, hier ist in den Pseudomorphosen das Karbonat (Calcit) eine wahrhafte Seltenheit.

Der *Diopsid* und der *Diallag* kommt an den zwei unteren Fundstellen der Majorlápa größtenteils als Einschluss in der Hornblende vor, an den übrigen Fundstellen hingegen kann man sie meistens zwischen den Hornblendekristallen finden. Sie sind älter als die Hornblende, haben also auch eine verhältnismäßig bessere Gestalt, natürlich dort, wo nicht viel davon vorhanden ist. Ein solcher Diopsid und Diallag, welcher mit brauner Hornblende nicht verwoben wäre, ist eine wahre Seltenheit. Die Verwebung ist meist pegmatitisch, etwas seltener ist sie dem perthitischen ähnlich. Das Erscheinen der Verwebung ist so, daß im Pyroxen die diesen umgebende oder die damit in Berührung stehende braune Hornblende in Lamellen, Flecken, manchmal fetzenartigen Teilen erscheint, welche Teile gleich orientiert sind. Gegen den Rand des Pyroxens sind gewöhnlich immer mehr Hornblendeteilchen zugegen, endlich geht der Pyroxen ganz aus. Manchmal ist das Erscheinen des ganzen so, als ob wir es mit Pyroxenrelikten zu tun hätten, also als

ob sich der Pyroxen fleckenweise zu Hornblende umgeändert hätte. Um dieses zu beweisen habe ich aber keine solche sichere Basis gefunden, wie z. Dr. G. FISCHER in seiner vom Neukirchner Gabbroamphibolit geschriebenen wertvollen Arbeit beschreibt (5. p. 319—320).

Die im Inneren der Pyroxene befindlichen Hornblendeteilchen sind auch dann noch frisch verblieben, als der Pyroxen bereits umgewandelt war, so sind diese Hornblendeteile auch noch in den erwähnten karbonatischen Pseudomorphosen verblieben. Im Gegensatz zu diesem habe ich im Majorlápaer oberen Schlier auch solche, hauptsächlich chloritisierte Gesteine gefunden, in welchen die monokline Pyroxenkristalle noch genügend frisch sind, während die braune Hornblende größtenteils umgewandelt ist. Hier sind oft nur jene Teile der braunen Hornblende frisch verblieben, welche bei der Verwebung in das Innere des Pyroxens gelangt sind. Die verschiedene Wirkung der verschiedenen Prozesse ist also auch in diesem Falle offenkundig. Die Verwebung des monoklinen Pyroxen und der Hornblende ist im Stollen in mehreren Fällen so, daß z. B. in einem größeren Feld (bis 10 mm) die Hornblende und Diallageteile in bedeutenden Flecken (1 mm) abwechseln, deren kristallographische Richtungen miteinander übereinstimmen.

Die mächtigen, breiten Diallagkristalle der Majorlápaer oberen Fundstelle und des Tóbercer Vorkommens sind immer mit brauner Hornblende verwachsen, aber öfter nur an ihrem äußeren Teile. Diese Kristalle haben oft eine feine lamellige Struktur nach der Basis (001), oft enthalten sie verschieden geformte Einschlüsse, hauptsächlich sehr feine Rutil, Titanit und Eisenerz (Ilmenit) Stäbchen und Nadeln, die sich manchmal auch in zwei einander kreuzenden Richtungen hinziehen. In den Schnitten auf das *c*, besonders aber auf das *a* kann man sehen, daß die Absonderung nach der Basis (001) und die Zwillingslamellierung im großen ganzen den durch die Einschlüsse gebildeten Winkel halbiert. In nach der Richtung der optischen Achsenebene angefertigten Schnitten scheinen diese Einschlüsse nur eine Richtung zu besitzen. Aber es gibt einschlußartige schwarze, braune, gelbe und farblose kurze Stäbchen-, Nadel-, und Körnerreihen, welche in der Richtung der Absonderung nach der Basis (001) gelagert sind. Aus diesen kann man die

titanitisch zersetzenden Eisenerz nadeln und den Titanit erkennen. Es kommen aber hier auch viele andere, näher nicht bestimmbare Mineralien vor.

Die Gestalt des Diopsids und des Diallags, sowie auch die des Augits ist in der größten Anzahl der Fälle ein nahezu isometrisches, manchmal zum automorphen näherndes xenomorphes Körnchen, selten ist auch die unter den selbständigen Kristallen (außer der Hornblende) das ein wenig längliche Prisma, aber auch dieses ist nicht automorph. Von ihren optischen Eigenschaften erwähne ich im ganzen nur, daß der Diopsid farblos ist, manchmal mit einer sehr schwachen grünlichen Schattierung, der Diallag hingegen ist oft (Tóbérc, Vaskapustollen) blaßbraun, es ist also zwischen ihnen doch irgendein Unterschied, nicht nur die Diallagstruktur. Der Augit ist blaß violettbraun. Außer der Zwillingsbildung nach der Querfläche (100), nach welcher öfter mehrere, aber nicht viele Individuen zusammenwachsen, kommt sogar nicht selten eine sehr feine Zwillingslamellierung nach der Basis (001) vor (meistens am oberen Schlier und am Tóbérc), was sich aber meist nur auf kleinere Teile der Kristalle beschränkt. Die Zwillingsstreifen sind in auf *c* senkrechten Schnitten um vieles breiter, als auf den auf *a* oder auf *b* senkrechten. Diese Zwillingsstreifen hängen im betreffenden Kristallteile nicht immer zusammen, sondern öfter unterbrechen sich, so scheinen sie oft parallele, starre aber zergliederte Reihen zu sein. Der Diallag wächst manchmal in der Längsrichtung parallel (auf (100) senkrecht) mit einem anderen Pyroxen zusammen, welcher sich in einzelnen Fällen als Bronzit erwies, aber die große Feinheit verhindert oft die genaue Bestimmung. Es ist aber sicher, daß ein anderer monokliner Pyroxen, vielleicht auch eben ein Diallag, an der lamelligen Verwachsung teilnimmt.

Man findet beim Diopsid und beim Diallag außer der karbonatischen und chloritischen Zersetzung auch eine uralitische Umwandlung. Hier und da ist auch Titanit daraus ausgeschieden.

Vom *Bronzit* erwähne ich außer dem bereits weiter oben gesagten nur noch das, daß er immer xenomorph ist, er zersetzt schneller als der Diallag und er bewahrt seine lamellige Struktur nach (100) manchmal auch noch im serpentinischen.

Zustande. Die länglichen Prismen des sehr spärlichen *Hypersthen* sind nur dem Olivin und dem Titanomagnetit gegenüber nicht automorph. Übrigens verweise ich die optischen Eigenschaften sowohl dieser rhombischen Pyroxene, als auch der übrigen femischen Bestandteile betreffend, auf meine Verhandlung, welche ich über titanomagnetitführende Gesteine geschrieben habe (10).

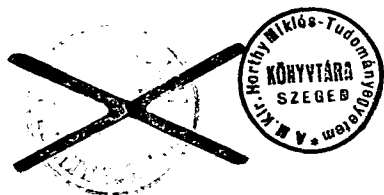
Olivin habe ich weder im Majorlápaer unteren und oberen Schlier noch am Tóberc nicht einmal in Spuren gefunden, während in der umwandelnden Hornblende eines umgeänderten Gesteines des Majorlápaer mittleren Schliers einige solche Iddingsitflecken vorkommen, welche vielleicht auf Olivin hinweisen. Die Gestalt der Pseudomorphosen kann man nicht aufkennen, weil zwischen den aus der umwandelnden Hornblende ausscheidenden Neubildungen und zwischen dem Iddingsit keine scharfe Grenze besteht. Der Olivin kommt aber auch in ganz frischem Zustand vor, und zwar in einzelnen Hornblenditen des Vaskapustollens. Er bildet abgerundete, manchmal sogar stark korrodierte Körner, hauptsächlich in der Hornblende, aber auch im Diallag und im Bronzit. Die poikilitische Struktur verursacht hauptsächlich der Olivin. In einigen Fällen habe ich zwischen dem Olivin und dem Diallag interessante Verwachsungen beobachtet; in der großen Diallaglamelle sind mehrere kleine, aber zu einem Kristall gehörende xenomorphe Olivinkörner sichtbar. Die Erscheinungsverhältnisse beweisen, daß diese kleinen Olivinteile eigentlich nichts anderes sind, als herausstehende Reste der ehemaligen Oberfläche (d. h. hervorragende Randteile der korrosionalen Einbuchtungen) eines stark korrodierten Olivinkristalls, welchen der sich ausbildende Diallag in sich eingeschlossen hat. Diese herausstehenden Teile sind in der Ebene des Dünnschliffes im breiten Diallagfeld als separatstehende aber zusammen auslöschende Stücke zu sehen.

Aus der Umwandlung des Olivins ist zitronengelber, orangengelber und verschiedenartig brauner Iddingsit entstanden, das mit ihm zusammen ausgeschiedene Eisenerz häuft sich hauptsächlich an den Rändern der Pseudomorphosen an, aber es erscheint auch längs der Spaltungen und Absonderungen. Ich habe auch geringe Titanitausscheidung wahrgenommen, aber dieser konnte auch aus der Zersetzung der ursprüng-

liche Titanomagnetiteinschlüsse des Olivins entstanden sein. Der Wahrheit zu liebe muß ich aber erwähnen, daß im frischen Olivin die Erzeinschlüsse selten sind, ferner, daß ich in den entstandenen Titanitkörnchen in keinem einzigen Falle Magnetitrelikte fand, was doch in dem aus Magnetit stammenden Titanit ein allgemeiner Fall ist. Selten ist der farblose Chrysotil. In einigen solchen Pseudomorphosen habe ich auch Chromitkörnchen gefunden. In einzelnen Olivinkristallen, welche zum Teil frisch waren, habe ich auch Pilitbildung wahrgenommen, und zwar in separat stehenden Nestern.

Der *Biotit* ist im Majorlápaer oberen Schlier allgemein verbreitet, manchmal ist er in bedeutender, in einzelnen Fällen zwischen den Mafiten auch in herrschender Menge. In solchen Fällen ist er gewöhnlich mit Titanit zusammen. Am Tóbérc ist er nicht häufig, aber dann ist seine Menge beträchtlich, aber nur selten ist er mit der Hornblende und mit dem Diallag gleich wichtig. In den beiden unteren Schlieren der Majorlápa und im Vaskapustollen ist er spärlich und auch dann ist sehr wenig vorhanden. Seine Gestalt ist überall unregelmäßig und meistens ist er verrunzelt, an manchen Stellen so, daß die einzelnen Teile der ansonst zusammengehörenden Lamelle in der Ebene des Dünnschliffs nicht einmal gleichzeitig auslöschen. Seine Lamellen sind manchmal, hauptsächlich aber an ihren Rändern aufgeblättert und zwischen die überaus dünnen Schüppchen (Fasern) hat sich Quarz in sehr feinen Adern, in gestreckten dünnen Linsen auskristallisiert.

Er kommt unter sehr mannigfaltigen Umständen vor. In kleineren größeren Lamellen umgibt er oft große, unregelmäßige Titanomagnetit und Ilmenitkörner, mit welchen er sich auch verwebt, so daß sie sich gegenseitig als Einschlüsse enthalten. In der größten Anzahl der Fälle kann man ihn neben den prehnitisierten Teilen oder nahe zu denselben auffinden. Auch hier bildet er oft mit den Eisenerzen und mit den Hornblenderelikten größere Aggregate. Einzelne seiner größeren Lamellen verwachsen einerseits mit dem Eisenerz, auf ihrer anderen Seite mit der umwandelnden Hornblende. Mit der Hornblende so, daß ihre Auslöschung im großen ganzen gleichzeitig geschieht, soweit dies bei so ziemlich verrunzelten resp. undulös auslöschenden Mineralien möglich ist. Die unregel-



mäßigen ausgefranzten Lamellen des Biotits sind aber auch mit den Faserbündeln des Aktinoliths und des Tremoliths beisammen, von diesen eingeschlossen oder diese umgebend. Zwischen die aus der braunen Hornblende ausgehenden sekundären Amphibolfasern wird auch der Biotit in einer zu diesen ähnlichen Form eingereiht und bildet mit diesen zusammen faserige, manchmal unvollkommen strahlige Haufen.

Manchmal überflutet der Biotit in Schwärmen die prehnitisierten Teile der braunen Hornblende, kleine Hornblenderelikte einschließend. Er kommt auch dort vor, wo die Prehnitisierung die Hornblendekristalle, resp. den Stoff der sich zwischen den Hornblendekristallen hinziehenden reibungsbrechenden Brüche bereits größtenteils verdaut hat. Hier nimmt er gewöhnlich zwischen dem prehnitischen Teil und der noch gebliebenen Hornblende Platz. Im Prehnit ist er immer um die Hornblenderelikte zugegen. Selten erscheint er auch in den chloritischen Teilen, aber hier beginnt er meistens schon zu umwandeln. In der Majorlápa und am Tóbérc habe ich den Biotit in frischer Hornblende bisher noch nicht gefunden.

Der Biotit der Hornblendite der Majorlápa und des Tóbérc sind allgemeinen auffallend licht. Der Pleochroismus der frischesten Lamellen: c und b = lichtbraun, licht gelblich- oder licht rötlichbraun, lebhaft fleischrot, lebhaft orangerot, a = beinahe farblos, mit einer schwachen lichtbraunen Schattierung. Seine Lamellen nach der Basis (001) sind blaß gelblichbraun. Der Mittelwert seiner Doppelbrechung ist 0.031 und verändert sich sein Wert nicht sehr. Seine optischen Achsen öffnen kaum, oder überhaupt nicht aus.

Ganz anders ist der Biotit und sein Erscheinen in den Hornblenditarten des Vaskapustollens, wo er aber nur spärlich ist. Meist scheint er auch hier xenomorph zu sein, aber er kommt auch in regelmäßigen sechsseitigen Durchschnitten zwischen und in den frischen Hornblende- oder Diallagkristallen vor. Seine Blätter sind höchstens nur ein wenig runzelig. Seine Farbe ist hier dunkelbraun, rotbraun, seine optischen Eigenschaften sind so, wie in den übrigen Gesteinen der Gegend (10. p. 79.).

Ziemlich oft ist er umgewandelt, er beginnt zu chloritisieren oder ausbleichen, seltener ist er ganz chloritisiert oder

vollkommen entfärbt. In solchem Falle kann man an den Rändern der Lamellen die Stufenförmigkeit oft wahrnehmen, aber auch das kommt vor, daß die Umwandlung nicht gleichmäßig, sondern partiell ist: in auf die Basis (001) senkrechten Schnitten ist es manchmal gut sichtbar, daß die chloritisierten oder ausgebleichten Teile mit den frischen Teilen lamellenweise abwechseln. Bei der Ausbleichung kommt das Zerfallen in feine Schüppchen (Fasern) vor, wann die einzelnen feinen Lamellchen (bezw. Fasern) auf einem kurzen Wege ihre lebhafte Farbe bewahren, dann übergehen sie in ganz blasse oder eben farblose Schüppchen oder Fasern. Schon viel seltener ist die Vererzung, welche hauptsächlich im Vaskapustollen vorkommt.

Sämtliche Vorkommensverhältnisse in Betracht nehmend, scheint es wahrscheinlich, daß ein Teil des Biotits primären, der andere Teil sekundären Ursprunges ist. Die nachträgliche Biotitbildung kann zum guten Teil in irgend einem Zusammenhang mit den die Prehnitisierung herbeiführenden Prozessen stehen. Es scheint, daß der Biotit sich aus der braunen Hornblende mit dem Prehnit zusammen bildete und zwar oft in Gesellschaft der sekundären Amphibole.

Der *Feldspat* — insofern wir sämtliche Fundstellen im großen ganzen betrachten — fehlt nur aus den Hornblenditen des Vaskapustollens gänzlich, aber seine Erscheinung ist auch an den übrigen Vorkommensplätzen sehr launenhaft: manchmal ist so viel, daß man das Gestein Gabbrohornblendit benennen könnte, in anderen Teilen und zwar in den meisten Teilen fehlt er vollständig. Seine Erscheinungsverhältnisse zeigen, daß er spät in den Hornblendit gelangt ist. Draußen im Feld erscheint es im großen so, daß die feldspatigen Teile in gewissen Richtungen, in der Richtung einzelner Streifen zu finden sind und mit einzelnen Plagioplitadern, mit dünnen Gängen in Verbindung stehen. Manchmal ist auch in einem einzigen Handexemplar nur in dem einen Teile Feldspat, im anderen Teile fehlt er. Im Inneren der Gesteine zwischen den Hornblendekristallen ist er in den auch ursprünglich leer gebliebenen Zwischenräumen, oder infolge nachträglicher Korrosion entstandenen Lücken, oder, wie zum großen Teil, in den nachträglichen mechanischen Klüften, Rissen, längs der Brüche auskristallisiert. Aber er

bildete sich auch an der Stelle der zersetzten Teile der Hornblendekristalle aus, so auch in den chloritischen Flecken.

Aus diesen folgt, daß der Feldspatstoff den bereits erstarrten Hornblendehaufen nach der wenigstens teilweisen chemischen und dynamischen Deformation injizierte. Daraus folgt, daß wir den Feldspat entweder an den automorphen Enden der Hornblendekristalle (in den ursprünglichen Zwischenräumen), oder auf deren stark korrodierten Oberfläche resp. in ihren inneren Teilen (in den durch chemische Wirkungen entstandenen Hohlräumen), oder aber in deren Sprüngen, Rissen, (in dynamisch freigemachten Lücken) finden. Der Feldspat enthält nicht nur sämtliche ursprüngliche Mineralien als Einschlüsse, sondern auch Titanit, Chlorit, Aktinolith usw. und zwar in solcher Form, das wir auf die Zersetzung der ursprünglichen fremden Einschlüsse im Feldspat nicht denken können. Also die Injektion des Feldspatstoffes ist nicht nur nach der Ausbildung der primären Mineralien, sondern nach dem Beginn der Umwandlung derselben eingetreten. Interessant ist, daß auf ein solches Verhältnis des Feldspates des Ditróer Hornblendites auch die Beschreibung von B. MAURITZ hinweist (2. p. 209.), später aber hält V. JANOVICI den Feldspat ausgesprochen injektionischen Ursprungs (4. p. 38.).

Der Feldspat ist beinahe oder ganz frisch, eine höhergradige Kaolinisierung, Sericitisierung oder Prehnitisierung ist selten. An manchen Stellen ist sie aber gänzlich zersetzt. Den ganz zersetzten Feldspat färbt auch der infiltrierte Chlorit und der Limonit. Diese Zersetzungsprodukte, vereint mit dem ursprünglich eingeschlossenen Chlorit, Aktinolith, Titanit usw. ferner mit dem, infolge deren Wechselwirkung entstandenen Epidot füllen manchmal das ursprüngliche Feldspatkristall ganz aus.

Seine Gestalt ist beinahe immer xenomorph, manchmal in sehr großem Maße. Seine Umriss sind uneben, einzelne seiner Teile dringen manchmal sehr tief zwickelförmig in die Risse, Spaltungen der nachbarlichen Hornblende. Seine Körner sind deshalb manchmal wahrhaft verzweigend. Manchmal ist er dem Quarz und dem Chlorit gegenüber automorph. Auf sein Verhältnis zum Chlorit erwähne ich, daß ich sowohl in den chloritischen Flecken der Hornblende, wie in den

ursprünglichen Zwischenräumen zwischen den Hornblende-kristallen auch gut gestaltete Feldspatkristalle gefunden habe, da doch ein Teil des Chlorits, wie wir sehen werden, älter als der Feldspat ist. Unter solchen Umständen kann ich diese teilweise Automorphie auf zwei Ursachen zurückführen: wahrscheinlich ist, daß in einzelnen Zwischenräumen zuerst der Feldspat auskristallisierte und erst darnach kam von anderen Stellen die chloritische Lösung hier herein. An andern Stellen ist die Lage verkehrt. Auf den in den chloritischen Flecken befindlichen gut geformten Feldspat setze ich voraus, daß hier die den feldspatigen Stoff enthaltende Lösung einen Teil des Chlorits auflöste und verdrängte. Die Automorphie ist auch in diesen Fällen noch meistens nur partiell, indem der Feldspat auf einem Teil der gewöhnlich mehr-minder korrodierten oder umgewandelten Oberfläche der Hornblende sitzt, also nur sein freier Teil, der gegen den Hohlraum fallende Teil ist automorph. Auch das ist ein häufiger Fall, daß ein einzelnes oder mehrere kleine Körnchen des Feldspates allein den Zwischenraum ausfüllen. In solchen Fällen ist er natürlich ganz xenomorph.

Manchmal enthält der Feldspat sehr viele Chloriteinschlüsse, an anderen Stellen gar keine. Deshalb setze ich voraus, daß wo die den Feldspatstoff enthaltende eindringende Lösung eine leere Lücke vor sich gefunden hat, dort hat er sich in wasserklaren Kristallen ausgebildet, so in den Rissen, Spaltungen der Hornblende. Im ganzen hat er höchstens eventuelle Splitter der Hornblende in sich eingeschlossen. Wo sie aber in vom Chlorit bereits okkupierte Plätze eingedrungen ist und diesen nicht ganz verdrängen konnte, dort hat sie ihn in sich gefaßt. An solchen Stellen erscheint der Feldspat um die Chloritteile manchmal nur als dünne Haut und nur die dünnen, in der Ebene des Dünnschliffs oft nicht einmal zusammenhängenden, aber zusammen auslöschenden Feldspatfäden und unregelmäßigen Körnchen zeigen, daß ein einziges Feldspatkristall hier den früher ausgeschiedenen Chlorit zusammenfaßte. Manchmal konnte der Feldspatstoff sich nur in einen Teil des Chlorithaufens hineinzwängen. Auch im Inneren der Hornblende befindliche Feldspat enthält oft Chloriteinschlüsse, es ist also wahrscheinlich, daß er auch hier in die

zersetzten Teile der Hornblende eingedrungen ist. Es gibt auch solche Stellen, wo die Chloritadern an der Grenze der Feldspatkörnchen aufhören; aber nach dem Feldspat setzen sie ihren Weg genau in der früheren Richtung fort. Auch dieser Feldspat enthält oft Chloriteinschlüsse. Alldies beweist, daß der Feldspat ein jüngeres Gebilde ist, als ein Teil des Chlorits. Zwischen den frischen Feldspaten der Plagiaplitadern und der dünnen Gänge sind auch Chlorithaufen vorhanden.

Oft verwebt sich der mehr-minder zersetzte Feldspat mit Quarz. Die Verwebung ist am meisten der myrmekitischen ähnlich. Manchmal umgibt der Quarz das Feldspatkorn, was sich im Durchschnitt als eine an den Seiten des Feldspates hinziehendes Band zeigt. Aus diesen ziehen sich einzelne, manchmal viele dünne Äste in den Feldspat hinein, weichen so der Quarz gänzlich durchwebt. Diese Myrmekitkörner haben ein sehr mannigfaltiges Erscheinen, manchmal weisen sie uns ein wahrhaft bizarres Bild. Entfernt von den Quarzadern und Nestern ist der Feldspat bereits nicht mehr myrmekitisch. Aus den Erscheinungsverhältnissen können wir an manchen Stellen das folgern, daß der Quarz nachträglich den Feldspat durchwoben hat. Dies scheint auch das einigermaßen zu bestätigen, daß die Quarzadern, welche den Feldspat durchweben, ziehen oft aus einem größeren Quarzneste oder aus der den Feldspat umgebenden unregelmäßigen Quarzhülle aus, mit welcher sie auch eine übereinstimmende optische Orientation zeigen. Im Quarz finden wir öfter kaolinische Flecke, manchmal sogar auch kaolinische, glimmerige winzige Feldspatrelikte. Ähnliche Fälle kommen auch in den Plagiaplitadern, Nestern und in dem dicken Anorthositgang (oberer Schlier) vor, wo die feinen Quarzadern auch in den Hornblendit übergehen. In manchem Feldspat nehmen auch zu zwei oder drei verschiedenen Kristallen gehörende Quarzäste an der Gestaltung des Myrmekits teil, meist ist aber von den Ästen eines einzigen Quarzkristalls die Rede, welche manchmal zwei oder mehrere Feldspate auch durchweben.

Von Wichtigkeit zu sein scheint auch das, daß sich dieser Myrmekit selten auf das ganze Feldspatkristall ausdehnt, der Quarz durchwebt gewöhnlich nur einen Teil desselben, den stärker zersetzten inneren oder äußeren Feldspat-Teil. In

diesen Fällen wäre also von Pseudomyrmekit die Rede. Es gibt aber hingegen auch solche Stellen, wo man aus den Umständen folgern kann, daß der Quarz und der Feldspat wenigstens teilweise eine gleich alte Ausscheidung sind. Dies scheint z. B. das zu beweisen, daß der Quarz manchmal in den Plagiaplitgängen in mit dem Feldspat identische Form besitzenden selbständigen Körnern erscheint, seine Körner haben gar keine schlechtere Gestalt, als die Feldspatkörner und löschen gleich undulös aus. Diese Plagiaplitadern und Gänge durchschneiden aber manchmal sicher jüngere Quarzadern. Es waren also mindestens zwei Quarzausscheidungen zu verschiedenen Zeiten.

Die Art des Feldspates der Hornblendite wechselt zwischen Ab_{70} — Ab_{62} , der meiste bestimmte Feldspat erwies sich als Plagioklas Ab_{68} . Er ist öfter Zwillings als nicht und zwar am häufigsten ist der Albit, gewöhnlich mit wenigen Zwillingindividuen, seltener sind die Karlsbader- und die Periklin-, äusserst selten sind die Bavenoer Zwillinge. Es kommen auch Druckzwillinge vor. In den Gabbrohornblenditen, abgesehen von den injizierten Gesteinen, kommen auch stark basische Plagioklase vor, ganz bis zum Ab_{45} .

Beim Feldspat ist die Kataklase beinahe allgemein, aber ihre Stärke ist sehr verschieden. Ihren kleineren Grad zeigt die undulöse Auslöschung und die Krümmung der Zwillingstreifen. Bald zerreißen die Zwillingstreifen, und einzelne ihrer Teile verschieben sich auch von einander, dann zertrümmert der ganze Feldspat. Die Zertrümmerung äussert sich anfangs nur in der ein wenig verschiedenen Auslöschung der einzelnen Teile, aber der ganze Feldspat hängt noch im großen ganzen zusammen. Endlich verändert er sich zu Haufen ganz verschieden orientierter unregelmäßiger, aber im großen ganzen isometrischer Bruchstücke. Die Feldspatstücke vermengen sich bei der Zermahlung des ganzen Gesteinsteiles mit den Körnern der übrigen Bestandteile. Die verschiedenen Grade der Kataklase des Feldspates kann man besonders gut im Majorlápaaer oberen Schlier, neben dem anorthositischen Gang sehen.

Die Menge des *Titanomagnetits* ist in den Hornblenditen im Verhältnis zu den übrigen Ultrabasiten allgemein wenig, durchschnittlich nur um 8%, also nicht mehr als in den Gabbro-

gesteinen der Gegend allgemein (10. p. 80). Der meiste ist in den Gesteinen des Vaskapustollens, aber auch an einzelnen Stellen der Majorlápaer Schliere häuft er sich an. Seine Verteilung ist an den meisten Stellen ziemlich gleichmäßig, aber es gibt auch Stellen, wo sie vollständig unregelmäßig ist. In einigen Hornblendekristallen häuft er sich sehr an, während in den übrigen nicht einmal ein Korn vorhanden ist. Manchmal erscheint er in der Richtung einzelner Linien massenhaft, dann hat er eine solche Erscheinung, als ob er ein Injektionsprodukt wäre. Ein vollkommen automorphes Kristall ist selten, meistens ist er abgerundet, manchmal sogar stark korrodiert. Diese Körner sind durchschnittlich 1 mm groß. In einzelnen Gesteinen des Majorlápaer oberen Schliers und des Tóberc kommt er auch in sich bis 5 mm erhebenden unregelmäßigen Körnern vor, zusammen mit dem Ilmenit.

Als das älteste Mineral der Gesteine ist er ein sehr gewöhnlicher Einschuß in den übrigen Bestandteilen. Auch darin kommt braune Hornblende vor, wenigstens in der Ebene des Dünnschliffs scheint es so, aber die Umstände beweisen, daß dies die Durchschnitte der in die korrosionalen Aushöhlungen eindringenden Hornblendeende sind. Für jünger als diese halte ich die erwähnten großen unregelmäßigen Erzkörner, welche mit Hornblende, Biotit usw. verwoben sind. Auch der Magnetit kommt in den Zwischenräumen der Hornblendekristalle mit Apatit und Feldspat zusammen vor. Die Magnetiteinschlüsse der Hornblende haben sich infolge der dynamischen Wirkungen manchmal von der Hornblende losgetrennt, mit welcher sie aber der Quarz in der Form eines dünnen Bandes wieder zusammenklebte. Dieses Quarzband umgürtet gewöhnlich halbkreisförmig die meistens abgerundeten Erzkörner. Der Magnetit ist in der Reibungsbrekzie manchmal zerbrochen, gerade, wie die übrigen Bestandteile.

Die Zersetzung des Magnetits können wir in der fleckenweise umwandelnden Hornblende gut verfolgen, wann er auf der vom frischen Hornblendeteil begrenzten Seite ganz frisch, während auf der gegen den vergrünenden Teil befindlichen Seite die Titanitisierung bereits begonnen hat. Insofern ihn auf jeder Seite vergrünte Hornblende begrenzt, dann ist er größtenteils, vom Chlorit umgeben ist er meistens gänzlich zersetzt.

In den prehnitischen Adern ist er teilweise oder größtenteils frisch, in den calcitischen Adern hingegen ist er oft gänzlich titanitisiert. Man sieht, daß er auf die verschiedenen Zersetzungsarten verschieden reagiert. Die Zersetzung beginnt beinahe immer am äußeren Teile, im inneren selten, vielleicht einer korrosionalen Aushöhlung entsprechend. Die Titanitisierung ist hauptsächlich in den Reibungsbrekzien stark. Um die erwähnten großen unregelmäßigen Magnetitkörner ist die Titanitausscheidung nur minimal. Außer dem Titanit ist meistens Limonit ausgeschieden.

Den *Ilmenit* konnte man auf dem Tóbérc und auf der Majorlápaaer oberen Fundstelle (230 m) gewiß nachweisen. Er bildet unregelmäßige, manchmal eigentümlich zerhackte Formen, selten automorphe Lamellen, welche gewöhnlich um vieles größer sind, als die mit ihm in einem Gesteine vorkommenden Magnetitkörner. Der Ilmenit ist geradeso mit Biotit und mit Hornblende verwachsen, wie die erwähnten großen Magnetitkörner. Bei der Zersetzung entsteht Titanit und Titanomorphit, neben der Ausbildung der charakteristischen Netzstruktur oder des schwarzen Liniensystems. An manchen Stellen enthält er einzelne kleine automorphe Magnetitkörner als Einschuß. In einzelnen Gesteinen des Vaskapustollens kann man neben den isometrischen Magnetitkörnern auch solche größere genügend regelmäßige Erzkörner sehen, deren Durchschnitte längliche, genügend dicke, gerade Lamellen oder aber dünne Stabformen sind. Da aber in den hämatitischen und limonitischen Zersetzungsprodukten nicht viel Titanit oder Titanomorphit vorhanden ist, deshalb kann ich ihn nur bedingungsweise für Ilmenit halten.

Der *Pyrit* überschwemmt in einigen Stellen der Majorlápaa wahrhaft das Gestein, in der Form von unregelmäßigen Körnern oder pseudomorph nach Magnetit. Das ehemalige Korn des Magnetit füllt er aber manchmal nur teilweise aus, die andere Hälfte des Kornes ist Magnetit. Andere Pyritkörner haben das Magnetitrelikt in der Mitte. Manchmal bildet der Pyrit ein ganz zusammenhängendes Netz, in welches die übrigen Mineralien des Gesteins gleichsam eingebettet sind. Die pyrithaltigen Gesteine sind gewöhnlich, aber nicht immer, stark zersetzt. Meist kann man den Pyrit nachweisen, wenn auch nur

in geringer Menge, in den titanitisierten Gesteinen, wo er entweder ein Haufen kleiner Körnchen ist, oder große, schwammartige Körner bildet. Auch in dünnen Schnüren ist er häufig. Oft ist er in Zersetzung, gewöhnlich limonitisiert er, aber ich habe auch Hämatitbildung wahrgenommen. Manchmal ist er auch dann schon limonitisch, wenn der mit ihm in einem Gestein befindliche Titanomagnetit noch größtenteils, oder noch ganz frisch ist. Eine interessante Zersetzungsart ist, wann er an seinen Rändern zu Limonit mit eigentümlicher sphärischer Aggregationsform geworden ist.

Der *Apatit* kommt im Vaskapustollen in der normal minimalen Menge vor; in der Majorlápaer oberen Fundstelle und am Tóberc vermehrt er sich sporadisch, am ersteren Platze besonders neben dem anorthositischen Gang, ferner an der Grenze der verquarzten und prehnitisierten Teile; im Majorlápaer mittleren Schlier fehlt er meistens, während er im unteren Schlier ein allgemein verbreitetes Mineral ist und an mehreren Punkten, besonders in den mit Feldspat injizierten Teilen sich stark vermehrt. Er ist meist in xenomorphen, manchmal in rundlichen Körnern oder Körnerhaufen zu finden, deren Größe sich auch bis 8 mm erhebt. Es gibt aber auch gut geformte Kristalle, welche teilweise in den Zwischenräumen der Hornblendekristalle, teilweise in den großen korrosionalen Eintiefungen der Hornblende zu finden sind. An diesen letzteren Stellen umgibt ihn oft Chlorit oder Prehnit. Er wächst manchmal in den Zwischenräumen auf die automorphen Enden der Hornblende auf. Er kommt ferner auch in den Rissen und Bruchlinien der Hornblende vor.

Aus den Erscheinungsumständen folgt jene auffallende Sache, daß der *Apatit* nach der teilweisen Korrosion, sogar nach der Zerspaltung der Hornblende, aber jedenfalls vor den die ganze Gegend umgestaltenden sehr starken dynamischen Wirkungen (Zusammenbrechung, Zertrümmerung) sich gebildet hat. Im *Apatit* ist das Magnetitkorn und sogar auch der Hornblendesplitter als Einschluß häufig. Mit dem Feldspat ist er in einem ziemlich nahen Verhältnis. Sie enthalten einander gemeinsam einschlußartig, obzwar der größere Teil des *Apatits* älter ist. Einen Teil je eines Raumes okkupiert *Apatit*, den anderen Feldspat. In der Majorlápaer oberen Fundstelle ist er dem

Feldspat gegenüber häufig, dem Quarz und dem Prehnit gegenüber ist er immer automorph. Insofern er automorph ist, bildet er immer gedrungene Prismen mit den normalen Endflächen.

Der Apatit ist nicht nur in den Reibungsbrekzien zerbröckelt, er ist in ziemlich zerbrochenem Zustand aber auch in den nur weniger kataklastischen Gesteinen. Manchmal im mittleren, manchmal im äußeren Teile der großen Kristalle sind größere Stücke verblieben, der übrige Teil ist zu feinkörnigem Mörtel geworden. Die noch zusammenhängenden, im großen ganzen zusammenauslöschenden Kristalle sind auch zersprungen und längs der Risse zog sich Limonit und Chlorit in dünnen Adern hinein und durchweben auch die Kristalle ganz. Dieser limonitische Chlorit vermehrt sich sehr im bröckelig gewordenen Apatit und dies verursacht die eigentümliche megaskopische Farbe des Apatits. Die Bruchstücke des Apatits sind ganz unregelmäßig, aber im großen ganzen isometrisch. Ich erwähne noch, daß die viel Apatit enthaltenden Gesteine gewöhnlich auch mit Feldspat injiziert sind, sie enthalten auch Plagiaplitgänge und sie sind allgemein genommen stärker umgewandelt, als die apatitfreien. Eigentümlich ist aber, daß in den Plagiaplitadern kein Apatit zugegen ist, nur in den sich damit berührenden Hornblenditeilen. Die Entstehungsart des Apatits ist also einigermaßen der Herkunft mancher Turmalinvorkommen ähnlich (Gyaluer Geb.).

Der größte Teil des Apatits ist optisch einachsigt, aber es gibt auch solche, die scheinbar zweiachsigt sind, mit wechselnder kleiner Achsenöffnung. Alle sind negativ. Einzelne Kristalle enthalten sehr viele winzige, punktartige graue, dunkelgraue Einschlüsse, welche sich hauptsächlich im Inneren gelagert haben, manchmal längs gerader Linien. Auf ihren zentralen Teil zieht sich manchmal ein dünner Kanal hin, welchen eine blaßgelbe Flüssigkeit ausfüllt.

Der *Zirkon* ist ein seltenes Mineral, aber in einigen, an Apatit reichen, stark verquarzten oder prehnitisierten Biotithornblenditen habe ich verhältnismäßig viele und große (bis 0.8 mm) Kristalle gefunden, die gedrungene oder ein wenig längliche Prismen und meistens zerbrochen sind. An der Grenze des den Majorlápaer oberen Schlier durchschneidenden anorthositischen Ganges erscheint viel Zirkon, manchmal in Gesell-

schaft von Biotit und Magnetit. Der *Rutil* ist ebenso selten, aber zusammen mit Biotit, ferner in Gesellschaft mit Ilmenit und selten mit Magnetit kommt auch er vor. In einzelnen Fällen kann man auch darauf folgern, daß die im Inneren einzelner großer Diallagkristalle befindlichen feinen Nadeleinschlüsse ebenfalls Rutilkristalle sind. Im Biotit habe ich auch im Hornblendite des Vaskapustollens Sagenitnetze gefunden.

Meistens erscheint der *Titanit* dort, wo die Hornblende in der Gegenwart von Magnetit zersetzt, obzwar er auch in den Rissen und längs den Spaltungen der ganz frischen braunen Hornblende vorkommt, wohin offenkundig seine von anderer Stelle stammende Lösung gelangte. Aber er kommt auch im inneren Teile der fleckenweise umwandelnden Hornblende vor, fern von jedem Magnetitkorn, also wahrscheinlich aus der vergrünenden Hornblende ausgeschieden. In solchem Falle zeigt er oft die Struktur der ihn umgebenden Hornblende. Die häufigste Entstehungsart ist trotzdem die Erste, wann er aus der Wechselwirkung des Stoffes des zersetzenden Magnetits und der Hornblende entsteht. Dies beweisen auch die mit den vergrünenden Hornblendeteilen in Behrührung kommenden Magnetitkörner, wie ich dies beim Magnetit bereits erwähnt habe. Der meiste Titanit hat sich in den Reibungsbrekzien gebildet, aber auch das ist sicher, daß zur Entstehung des Titanits gewisse bestimmte Vorbedingungen notwendig gewesen sind. Es gibt nämlich stark umgewandelte Hornblendite mit verhältnismäßig großem Titanomagnetitinhalt, in welchen die Menge des Titanits gering oder eben minimal ist, während in anderen Gesteinen sehr viel vorhanden ist. Der Stoff des Calcits resp. die Bildungsprozesse des Calcits haben die Entstehung des Titanits beeinflußt, so ist z. B. aus dem manchmal kleinen Teil der in die Calcitadern hineinreichenden Magnetitkörner mächtige Titanitkristalle ausgeschieden. Solche Verhältnisse sehen wir auch neben den Prehnitadern, im allgemeinen auch in den prehnitisierten Gesteinsteilen. Ich erwähne noch, daß die Ausscheidung des Titanits sehr lange Zeit andauerte. Er bildete sich vor den großen dynamischen Wirkungen und setzte sich auch danach fort.

Bei der Genese des Titanits muß man auch das in Betracht nehmen, daß die Hornblendite, wie wir es gesehen haben,

durchschnittlich wenig Titanomagnetit enthalten und dennoch entstehen aus den Hornblenditen auch solche Gesteine, die vorherrschend aus Titanit bestehen. Es liegt auf der Hand, daß diese große Menge Titanit nicht nur aus dem Titangehalt des Titanomagnetits entstehen konnte, sondern zu diesem mußte auch der Titangehalt der Hornblende beisteuern, abgesehen jetzt von der Kieselsäure und dem Ca-oxydstoff der Hornblende. Dies beweisen die erfahrenen, oben bereits berührten Verhältnisse, zu welchen ich noch hinzufüge, daß der Titanit manchmal die Spaltungen, die Brüche der umwandelnden Hornblende in einer feinen Schicht überzieht und längst derselben sie manchmal auch ganz durchwebt, ferner das, daß in manchem Titanit der größere Teil des Magnetits frisch verblieben ist, während der größte Teil der Hornblende umgewandelt resp. verschwunden ist. In dem solchen Titanit ist gewöhnlich um vieles mehr Chlorit vorhanden, wie in welchen auch der Titanomagnetit zersetzt ist. Aber wenn wir auch alldies in Betracht nehmen, auch dann scheint der Titangehalt des ganzen Hornblenditmaterials zur Bildung der Titanitite wenig zu sein. Es bleibt nichts anderes übrig, als die Voraussetzung, daß ein Teil des Titanitstoffes aus einer von anderer Stelle (vielleicht von einem anderem Teil der Gesteinsmasse, oder infolge einer pneumatolytischen Titanzufuhr) hierher gelangten Titansäure enthaltenden Lösung bildete.

Eine weitere Frage ist, was wird bei der Titanitbildung aus den bei der Zersetzung des Titanomagnetits und der Hornblende frei werdenden Eisenoxyden? Eine Tatsache ist, daß in einzelnen Titanititen in abgesonderten Haufen und einzelnen Adern eine kleinere-größere Menge Limonit sich ansammelte; dann, daß den Titanit in einzelnen Fällen eine Limonithaut überzieht, sowie auch das, daß die zertrümmerten Titanitkörner in den Reibungsbrekzien manchmal in Limonit eingebettet sind. Wir können auch die dunkle Färbung von vielem Titanit in Rechnung nehmen. In einer gewissen Anzahl der Fälle bilden sich aber reine Titanitkristalle und Haufen, in welchen oder nahe zu welchen sich kein sekundäres Eisenerz befindet. Das Eisenerz vertreten nur die häufigen, meist winzigen Magnetitrelikte. Eben deshalb ist es wahrscheinlich, daß bei der Titanitbildung das Eisenerz in Lösung übergegangen ist und sich

stellenweise von seinem Platz entfernt hat. An allen drei Fundstellen der Majorlápá habe ich stark limonitisierte Teile gefunden, sowohl im Ultrabazit, als auch in den Nebengesteinen. Manchmal ist ein gewisses Niveau durch den Limonitstoff auch ganz durchtränkt geworden.

Bei der Entstehung des Titanits muß man also folgendes beachten: 1. intensive Titanitbildung steht in den meisten Fällen mit starker Chloritisierung, manchmal mit Calcitisierung in Verbindung; 2. in den viel Titanit enthaltenden Gesteinen kann man den Pyrit beinahe immer nachweisen; 3. zum Stoff des Titanits hat außer dem Titanomagnetit und der Hornblende eventuell auch das zerfallende Material anderer femischen Mineralien beigetragen; 4. bei der Bildung des Titanitgesteins selbst hat von anderen Stellen, eventuell von perimagmatischen Prozessen stammende Titansäure- und Kalk-enthaltende Lösung auch mitgewirkt; 5. der Eiseninhalt des zersetzenden Titanomagnetits und der Hornblende (und des Biotit? Diallag?) hat sich wenigstens in einem gewissen Teil stellenweise entfernt.

Ich bemerke, daß ich im titanitisierten Teil des Majorlápáer mittleren Schliers keinen solchen Einschuß (z. B. Karbonschiefer-Relikte) nicht gefunden habe, auf welchen wir die Titanitbildung wenigstens teilweise zurückführen könnten, nicht einmal Spuren konnte ich nachweisen, trotzdem etwaige Spuren bei der Einschmelzung ähnlicher Einschlüsse immer bleiben. Solche sind in großer Anzahl an anderen Stellen der Eruptivmasse zu finden. So kann man diese z. B. im S von hier im Eisenbahneinschnitt, und von diesem N-lich am Fuß des Tóberc in den Steingruben sehr gut studieren. Aber an diesen Stellen hinwiederum ist keine Titanitbildung auszuweisen. Ich hebe auch das hervor, daß die stark titanitisierten Teile des mittleren Schliers der Majorlápá nicht nahe zur Sedimenthülle liegen, auch sein Muttergestein: den Hornblendit trennt eine genügend starke Gabbrohornblenditrinde davon. Aber ich habe auch keinen solchen jüngeren eruptiven Durchbruch gefunden, auf dessen Kontaktwirkung man sich berufen könnte. Deshalb können wir außer der Zersetzung der femischen Bestandteile nur an eine pneumatohydatogene Titan- und Kalkzufuhr resp. an eine Ti-Metasomatose in Gegenwart von CaO denken, welche Wirkung nahe zur Bildung des Apatits resp. nahe zum Ein-

dringen der teilweise auch Calcit enthaltenden plagioplitischen Adern und Gängen geschehen konnte.

Die Gestalt des Titanits ist sehr verschieden. Die am besten geformten Kristalle, abgesehen von den Titanititen, habe ich in den chloritisierten Hornblenditeilen und in der Nachbarschaft der Calcitadern gefunden. Diese sind entweder scharf und spitz rhombische, oder kürzere und längere prismatische Durchschnitte. Ziemlich gut geformte Kristalle sind in den Prehnitadern, selten auch in der vergrünten Hornblende. Die Größe der automorphen Kristalle erreicht auch 6 mm. Überall herrschen aber die xenomorphen Körner, unter welchen faserige, sogar auch strahlig entwickelte Körner vorkommen. Beinahe in jedem Titanitkorn sind Einschlüsse, darunter sind nicht einmal die reinsten Kristalle immer Ausnahmen. Die häufigsten unter den Einschlüssen sind die Magnetit- und Hornblenderelikte, ferner der Chlorit. Einzelne Körner, besonders die kleineren enthalten manchmal so viel Chlorit, daß sie wahrhaftig schwammartig sind. Selten befindet sich auch noch in den automorphen großen Kristallen viel Chlorit.

Die Zwillingsbildung ist nicht sehr häufig, aber die feine dichte Zwillingsstreifung kommt vor und manchmal auch die Zwillingsgitterung. Die Zwillingsstreifen stehen in den rhombischen Durchschnitten nahe zu den Linien der prismatischen Spaltung. In einigen Fällen habe ich auch in der Richtung der Basis (001) Zwillinge wahrgenommen. Die Farbe des Titanits ist manchmal sogar auch in ein und demselben Gestein verschieden. Meist ist er blaßgelb und blaßbraun, aber es gibt auch farblose, es kommen auch pleochroitische vor: a = sehr blaßgelb, farblos, b = blaßbräunlichgelb, c = braun, graulichbraun. Seine Auslöschung ist häufig undulös, aber in nicht großem Maße. Optisch ist er positiv, mit einer kleinen Achsenöffnung (um 30°).

Der Titanit zerbröckelt ziemlich früh, wann die Hornblende und der Feldspat manchmal nur erst stark undulös auslöschend, aber noch zusammenhängend sind. In den Reibungsbrekzien wird er manchmal zu feinkörnigen Gebrösel.

Von den *sekundären Amphibolen* habe ich bereits gesprochen, hier erwähne ich nur kurz folgendes: die vergrünte Hornblende entspricht der grünen Hornblende nicht vollkom-

men, nach ihren optischen Eigenschaften, welche übrigens nicht beständig sind, eher steht er zum Uralit näher. Der *Aktinolith* bildet mit dem *Tremolit*, manchmal mit dem Biotit gemeinsam Faserbüschel und garbenähnliche Haufen. Manchmal ist er ein parallel-faseriger Haufen, hie und da ist er divergent strahlig. Der Tremolit ist manchmal asbestförmig. Sowohl der Aktinolith, als auch der Tremolit entwickelt sich oft aus vergrünter oder entfärbter Hornblende, manchmal aber direkt aus der braunen Hornblende. Der Aktinolith besitzt im Majorlápaer oberen Schlier und am Tóbérc manchmal einen starken Pleochroismus, besonders dort, wo er mit Biotit zusammen ist. Hier kommen auch *Smaragdit*aggregate von charakteristischer Farbe vor, aber es ist auch bläulicher Aktinolith vorhanden. Sein Pleochroismus ist infolgedessen sehr mannigfaltig: α = sehr blaß gelblichgrün, sehr blaß grünglichgelb, β = grün, gelblichgrün, γ = dunkelgrün, smaragdgrün, bläulichgrün, grünlichblau.

Der *Epidot* ist nicht sehr häufig, aber besonders in den prehnitisierten Gesteinsteilen kommt er manchmal in beträchtlicher Menge vor. Er kommt auch in selbständigen Adern und Nestern vor. Er bildet lange Prismen oder stengelig faserige Aggregate, welche manchmal eine unvollkommen-strahlige Struktur besitzen, manchmal aber fächerförmig sind. In den Reibungsbrekzien, aber auch in den chloritischen, prehnitischen Teilen ist er oft zerbrochen. Manchmal enthält er auch Hornblenderelikte. Die Epidotadern sind gewöhnlich feinkörnig und häufig schließen sie Hornblende-, Titanit-, Feldspat-, und Magnetitkörner in sich. Selten ist er schwach pleochroitisch: α = farblos, β = blaß bräunlichgelb, γ = blaß gelblichgrün, blaßgrün. Außer dem *Pistazit* kommen hie und da (Tóbérc usw.), besonders neben den Hornblenderelikten der prehnitisierten Teile auch *Klinozoisit* und *Zoisit* α vor, manchmal in ganz gut ausgebildeten Prismen. In einigen Gesteinen ist auch *Orthit* vorhanden in dunkelbraunen, gelblichbraunen Körnern, welche auch schwachen gelben (α) und braunen (γ und β) Pleochroismus zeigen. Gewöhnlich kommen in den Klinozoisit-führenden Gesteinen ein-zwei Körner vor.

Der *Chlorit* erscheint in zweierlei Form. Die häufigere ist, wann er ein sehr dichter Haufen von sehr kleinen Schüppchen;

strahlig-faserigen Kügelchen, winzigen Flaumen und feinen Fädchen ist. So erscheint er in den Zwischenräumen der frischen Hornblendekristalle, wohin er von einer anderen Stelle der Gesteinsmasse gelangt ist; so erscheint er als ein Zersetzungsprodukt der Hornblende sowohl im Hornblendit, als auch im Titanit und so ist die Kittmasse der Reibungsbrekzien. Seine andere Erscheinungsform ist, wenn er große, breite Lamellen bildet, welche immer undulös auslöschend und manchmal eine faserige Struktur besitzen. Diese Art ist dort, wo man es überhaupt folgern kann, aus Biotit, an anderen Stellen aus Uralit entstanden. Die Art betreffend herrscht der *Fennin*, mit den für ihn charakteristischen eigentümlichen anomalen Doppelbrechungsfarben vor, aber hie und da kommt auch *Klinochlor* und sogar *Ripidolith* vor.

Der *Prehnit* kommt meistens in dünneren, dickeren Adern, manchmal in einzelnen Nestern vor; in anderen Fällen ist er die Kittmasse der Reibungsbrekzien. In seinen Aggregaten ist außer den Bruchstücken der primären Gemengteile des Gesteins Titanit, Epidot und sekundärer Amphibol auch reichlich vorhanden, also der Prehnit hat sich nach der Ausscheidung dieser Zersetzungsprodukte gebildet, resp. ist sein Stoff an jene Stelle gelangt, wo er sich jetzt befindet. Nämlich oft scheint es so, als wenn er sich nicht aus dem Material der Hornblendite gebildet hätte, oder wenigstens nicht aus jenem Gesteinsteil, in welchem wir ihn eben finden, da er manchmal in Brüchen, Lücken ganz frischer Bestandteile Platz nimmt. Aber auch das ist sicher, daß die Hornblende auch selbst prehnitisiert, neben Ausscheidung von Chlorit, Limonit, Epidot usw., besonders in der Nachbarschaft von feldspatigen Injektionen und Calcitadern.

Der Prehnit besitzt eine sehr mannigfaltige Ausbildung: es gibt sich bis 3 mm erhebende große zusammenhängende Lamellen und äußerst feinkörnige stengelig-faserige, lamellige Aggregate, so, daß manches größere Prehnitaggregat eine der porphyrischen ähnliche Struktur besitzt. In den Adern ist seine Ausbildung gewöhnlich sehr dicht körnig, stengelig, lamellig, manchmal strahlig, in den dünneren Adern besteht er manchmal aus auf die Ziehungsrichtung der Adern senkrecht ausgebildeten feinen Lamellen. Die zwischen die Hornblende-

kristalle eindringenden Adern besitzen beinahe immer eine strahlig-faserige Struktur. In einzelnen größeren Aggregaten lagern sich die langen dünnen Lamellen garbenähnlich.

Häufig gesellt sich der Prehnit mit Quarz und Calcit. Im oberen Schlier der Majorlápa, bei der Grenze der größeren Quarz- und Calcitaggregate und etwas weiter drinnen, besitzt der Prehnit häufig eine schalig-kugelige Ausbildung. Der innere Teil der Kügelchen (bis 5 mm) ist sehr dicht, auswärts vergrößern sich die Kristalle immer mehr, an den Rändern der Kugeln ist ein genügend großkörniges (bis 0.3 mm) verworrenes lamelliges Aggregat, manchmal mit unvollkommener strahliger Struktur. Die einzelnen, beinahe spießförmigen Kristallteile dringen in den Quarz resp. in den Calcit, wo sie in automorpher Gestalt enden. Die im Quarz und Calcit einzeln auftretenden Kristalle sind automorph. Die größeren Kugeln sind als kleine Anschwellungen auf der Oberfläche des Prehnits auch mit freiem Auge sichtbar.

Kaum in einigen Fällen ist es gelungen den *Talk* sicher nachzuweisen. Er bildet lamellige, schuppige Aggregate, deren Lamellen manchmal zerfasern. Einzelne etwas größere Lamellen sind sehr stark verrunzelt. Er kommt hauptsächlich in den stark, oder ganz zu Aktinolith und Tremolit verwandelten Gesteinen des Majorlápaer oberen Schliers vor. Es ist möglich, daß die außerordentlich feine Kittmasse einzelner reibungsbrekziöser Zonen und titanitischer Teile, welche ich auf Grund der hie und da vorkommenden grobkörnigeren drusigen Stellen für Prehnit genannt habe, teilweise vielleicht ebenfalls aus Talk bestehen. Dies kann aber wegen der außergewöhnlichen Feinheit ($\mu\mu$ -isch) nicht entscheiden.

Der *Quarz* bildet hauptsächlich dünne Adern, in Reihen geordnete Nester und einzelne Kristalle. Die dünnen Adern bestehen entweder aus einem zu langen, ja sogar sehr langen, beugenden Bande ausgestreckten Kristall, oder aus einer Reihe kleiner Körnchen. Er durchschneidet meist die Reibungsbrekzien. Manchmal durchwebt er die Hornblende in der Richtung der Sprünge und Risse ganz. Die einzelnen, häufig rundlichen Nester füllt ein einziges Kristallkorn oder Kristallaggregat aus. In ganz xenomorphen Körnern bildet er sich in den Zwischenräumen der Hornblendekristalle und in den korrosionalen

Einbuchtungen aus, wo er manchmal älter aussieht, als der mit ihm vorkommende Prehnit und Calcit. In solchen Zwischenräumen, damit ich ein Beispiel erwähne, bildete sich auf der Hornblende direkt entweder der Apatit oder Feldspat aus, dann folgt der Chlorit (der Chlorit kommt oft dem Feldspat zuvor) und der Quarz, am inwendigsten ist der Prehnit und der Calcit. Ein so zusammengesetztes Kristallnest ist aber selten.

Der Quarz kommt aber auch in den Drusen der Prehnithaufen vor und der Prehnit endigt seitens eines solchen Quarz enthaltenden Raumes mit einer automorphen Gestalt. Der Quarz durchschneidet auch die selten mit Prehnit verkiteten reibungsbrekziösen Teile in der Gestalt von Adern. An diesen letzteren Stellen ist der Quarz also bestimmt jünger als der Prehnit. Es sind also die kieselsäurigen Infiltrationen zu verschiedenen Zeiten vor sich gegangen.

Der Quarzstoff ist aber auch in die chloritischen Flecke der Hornblende eingesickert und dort hat er sich oft so auskristallisiert, daß er in zwei oder mehreren nahe zu einander stehenden Flecken gleichzeitig auslöscht, also wahrscheinlich zu einem Kristall gehört, dessen Teile manchmal durch feine Äderchen mit einander verbunden sind. Infolgedessen scheint es manchmal so, als wenn er mit der Hornblende pegmatitisch verwachsen wäre. Da aber der Quarz hier nachweisbar ein sekundäres Mineral ist, können wir nur von einer pseudopegmatitischen Verwebung sprechen, wie auch bei der erwähnten Verwachsung mit dem Feldspat. Auch der Quarz hat, ebenso wie ich es beim Feldspat erwähnte, den Chlorit, welchen er nicht verdrängen konnte, in sich eingeschlossen, und zwar manchmal in sehr großer Menge. In diesem Falle erscheint der Quarz um den eingeschlossenen Chlorithaufen nur als dünne zusammenfassende Haut, welchen er auch in dünnen Äderchen durchzogen hat. Diese Äderchen hängen manchmal gar nicht zusammen, obzwar sie gleichzeitig auslöschen. Ebenso hat der Quarz einzelne, stärker zersetzte Teile des umwandelnden Feldspates teilweise verdrängt und auch mit dünnen Fäden durchzogen, wie ich es beim Feldspat erwähnt habe. Im oberen Schlier der Majorlápa finden wir auch solche quarzige Pseudomorphosen nach Hornblende, in welchen die Hornblende nur als spär-

liches Relikt, manchmal nur als dünner äußerer Rand verblieben ist.

Besonders bei dickeren Quarzadern kann man manchmal beobachten, daß einzelne Kristalle an der Oberfläche der Ader, also in der Richtung der Fläche der ursprünglichen Risse in dünnen Lamellen ausgebildet sind. In den auf diese Ebene senkrechten Dünnschliffen scheinen sie lang gedehnte sehr flache Linsen oder Stengel zu sein. Wahrscheinlich ist hier von Bildung unter Pressung die Rede. Die Auslöschung des Quarzes ist besonders in den Nestern und in den dickeren Adern oft sehr stark undulös.

In einzelnen Plagioplitgängen sieht man oft, daß der Quarz mit dem Feldspat gleich alt ist. Er ist ebenso xenomorph und tritt durchschnittlich in ebenso großen Körnern auf, wie der Feldspat. In solchen Gängen erscheint auch der Calcit, als primärer Bestandteil.

Der Calcit tritt in der Majorlápa meistens in den Zwischenräumen der Hornblendekristalle in wasserklaren und nicht sehr dicht zwillingsstreifigen Körnern auf. Ebenso erscheint er auch in Verbindung mit dem Prehnit, wann er entweder zwischen dem Prehnit und dem Amphibol, oder im Prehnit selbst liegt. Im ersteren Falle umgibt er häufig kleinere oder größere Titanitkristalle. In den größeren prehnitischen Aggregaten, so in den Drusen des oberen Schliers der Majorlápa hat sich nachträglich ausgeschieden (Lösungsrest bei der Prehnitbildung). Deshalb sind die Enden der hineinragenden Prehnitlamellen automorph. In den Zwischenräumen der Hornblendekristalle lagert er sich so, wie der Feldspat. Gewöhnlich ist er ein isometrisches Korn. Die dünneren Adern füllt er in der Form eines aus wenigen oder nur einem Kristall bestehenden Bandes aus, wie manchmal der Quarz und zeigt die in zick-zackiger Form ablaufenden ursprünglichen Risse der Hornblende sehr gut. In den dickeren Adern hat er sich gewöhnlich auf die Ziehungsrichtung der Adern senkrechte, manchmal abbiegende Lamellen oder Stengeln ausgebildet.

Der Calcit kommt als primäres Mineral außer den Majorlápaer Aplitgängen manchmal auch in den Übergangshornblenditen (Pyroxenithornblendit, Peridotithornblendit) des Vaskapustollens vor, immer in xenomorphen Körnchen. Aber ich

habe ihn unter ähnlichen Umständen auch im Hornblendit des Tóberc in mächtigen Kristallen (bis 8 mm) gefunden. Es scheint, daß er auch hier mit dem Feldspat gleich alt ist, wie im Plagiaplit der Majorlápa.

Chemische Verhältnisse. Aus mehreren Serien der besprochenen Hornblendite stehen mir chemische Analysen zur Verfügung. Bei der Auswahl der zu analysierenden Exemplare berücksichtigte ich sehr, daß möglichst das frischeste Gestein zur Analyse gelange, weil abgesehen von der Chloritisierung, Prehnitisierung usw. *auch nur die allgemeine Vergrünung oder Entfärbung ziemlich chemische Verschiedenheiten verursachen kann.* Ja, die aus einer teilweisen Zersetzung stammenden Stoffe können auch von ihrem Platz weggeführt werden, was unzählige Beispiele beweisen. Aber beim Auswählen des Materials mußte ich auch darauf Rücksicht nehmen, daß ich besonders im Vaskapustollen und im Tóbercberg aus den immerwährend eine verändernde Zusammensetzung besitzenden Exemplaren möglichst den beständigst scheinenden Teil analysieren ließ. Aber auch so mußte ich aus dem Biotithornblendit und dem Titanithornblendit ein wenig umgewandelte Gesteine nehmen, weil diese die frischesten waren und der letztere Typus eigentlich selbst ein Umänderungsprodukt ist.

Die Gesteine hat Herr Ing. Chem. E. POLNER mit der von ihm gewohnten Fachmäßigkeit und vollständigen Pünktlichkeit analysiert, weshalb ich ihm auch an dieser Stelle Dank schulde.

Aus dem Gesichtspunkte der Übersicht scheint es das richtigste zu sein, daß ich die chemischen Analysen und deren Umrechnungen nach den gebräuchlichen Methoden in einzelne Gruppen abgesondert vorlege.

Betrachten wir zuerst jene Arten, welche im Majorlápaer unteren und mittleren Vorkommen quantitativ herrschen. Diese bestehen vorwiegend herrschend aus brauner Hornblende. Nennen wir diese Normalhornblendite. Eine solche herrschende Hornblenditart kann man im Majorlápaer oberen Vorkommen nicht feststellen und zwar in erster Linie wegen der sehr geringen Menge der frischen Gesteine, wegen ihrer Seltenheit sozusagen, in zweiter Linie aber deshalb, weil alle frischen Gesteine, die von hier hervorgegangen sind, eine sehr mannigfaltige mineralische Zusammensetzung besitzen. So

bespreche ich zuerst die Normalhornblendite der beiden unteren Fundstellen.

1. Der herrschende Hornblendit des unteren Vorkommens ist ein mittelkörniges Gestein, mit durchschnittlich 10 mm-iger Korngröße. Seine volummetrische Zusammensetzung: Hornblende 92 %, Titanomagnetit 5 %, Apatit 2 %, Zirkon, Rutil und Chlorit 1 %. Das spezifische Gewicht des Gesteins: 3.231.

2. Der herrschende Hornblendit des mittleren Vorkommens besitzt eine durchschnittliche Korngröße von 20 mm. Seine Zusammensetzung ist im großen ganzen so, wie die des Vorigen, aber er enthält auch Plagioklas (Ab_{67}) = 3 %, braune Hornblende 90 %, Titanomagnetit 6 %, Epidot, Chlorit 1 %. Spezifisches Gewicht: 3.160.

Originalanalysen:			Molekularprozent:		
	1.	2.		1.	2.
SiO ₂	42·80	42·43	SiO ₂	44·63	44·06
TiO ₂	4·85	3·96	TiO ₂	3·79	3·05
Al ₂ O ₃	9·40	7·32	Al ₂ O ₃	5·77	4·47
Fe ₂ O ₃	2·60	8·51	FeO	14·30	17·08
FeO	13·61	11·60	MgO	15·56	17·86
MnO	0·37	0·47	CaO	13·89	11·53
MgO	9·95	11·47	Na ₂ O	1·68	1·72
CaO	12·43	10·36	K ₂ O	0·09	0·17
Na ₂ O	1·67	1·72	P ₂ O ₅	0·29	0·06
K ₂ O	0·14	0·26		100·00	100·00
P ₂ O ₅	0·66	0·09			
+ H ₂ O	1·02	1·17			
- H ₂ O	0·58	0·16			
	100·08	99·52			

Die erste Sache, welche bei diesen Daten ins Auge fällt, ist die, daß diese Normalhornblendite bedeutend saurer sind, als die übrigen Ultrabasite der Gegend: die Peridotite und die Pyroxenite, mit welchen sie zusammen vorkommen und welche die herrschenden Gesteine dieser Gegend sind (9, 10). Während in diesen Normalhornblenditen der Mittelwert der Kieselsäure 42.62 % (Mol. % 44.35) ist, ist er in den Szarvaskőer Pyroxeniten 31.31 % (Mol. % 32.50), in den Peridotiten aber 30.20 % (Mol. % 31.62). Übrigens sind die Gesteine der beiden Vorkommen einander sehr ähnlich, ein wesentlicher Unterschied ist die Menge der Phosphorsäure, dessen Erklärung der Apatitreichtum des unteren Vorkommens ist. Als eine wichtige charakteristische Eigenschaft scheint bei beiden die große

Menge der Titansäure und der Eisenoxyde und die verhältnismäßig geringe Menge des MgO . Die Menge des Natrons ist nahe zum Normalen (zum Na_2O Mittelwert der in der Literatur besprochenen Hornblendite), aber die Quantität des Kalis ist sehr klein.

Die Übereinstimmung, sowie auch die Verschiedenheit und die charakteristischen Eigentümlichkeiten werden noch besser offenkundig, wenn wir die nach verschiedenen Methoden (A. OSANN, NIGGLI, BECKE, TRÖGER, (6) und MARCHET (7)) umgerechneten Werte vergleichen.

Ich erwähne, daß es bei diesen Hornblenditen notwendig scheint, daß wir bei den NIGGLischen Werten nicht nur das Verhältnis der Magnesia zum Eisenoxyd (mg) zeigen, sondern auch die Verhältnisse des Kalkes und zwar sowohl zur Magnesia ($cm = \frac{CaO}{(CaMg)O}$) als auch zum Eisenoxyd ($fc = \frac{FeO}{(FeCa)O}$).

Aus den chemischen Analysen dieser herrschend aus brauner Hornblende bestehenden Gesteine geht hervor, daß in der nicht mannigfaltig zusammengesetzten Hornblende der Kalk die durchschnittlich in geringer Menge vorkommende Magnesia teilweise oft vertritt; aus der großen, aber beständig abwechselnden Menge des Eisenoxyds können wir aber folgern, daß das Fe nicht nur die Magnesia vertritt, sondern stellenweise zum Teil auch den Kalk. Nachdem aber das c und fm Zeichen bereits für die berechnete Molekulargröße des CaO resp. des $(FeMg)O$ besetzt ist, deshalb verwende ich das cm Zeichen zur Darstellung des Verhältnisses des Kalkes zur Magnesia und auf die Analogie desselben das fc Zeichen zur Bezeichnung des Verhältnisses des Eisenoxyds zum Kalk. Auf Grund dieser Zeichen wird sich ergeben, daß die kleinere Menge als die normale der Magnesia ein beinahe ständiger Charakter dieser Gesteine ist, ferner, daß auch der Kalk in verhältnismäßig kleinerer Menge vorkommt, während das Eisenoxyd in den meisten Fällen sowohl der Magnesia als auch dem Kalk gegenüber herrscht, obzwar die Menge des Eisenerzes in den Hornblenditen verhältnismäßig allgemein gering ist. Das Eisenoxyd herrscht auch noch in den sich gegen den Pyroxenit neigenden Gliedern.

OSANNS Werte:		NIGGLIS Werte:		BECKES, TRÖGER, und MARCHETS Werte:	
1.	2.	1.	2.	1.	2.
s 48·42	47·11	si 87	83	ξ 15	12
A 1·77	1·89	al 11·5	8·5	η 38	30
C 4·00	2·58	fm 58	66	ζ 30	25
F 39·75	43·89	c 27	22	φ ₀₁₁ . . . 5·6	4·0
a 1	1	alk 3·5	3·5	s 4	5
c 2·5	1·5	k 0·05	0·09	az 0·48	0·46
f 26·5	27·5	mg 0·52	0·51	k 0·05	0·09
n 9·4	9·1	cm 0·47	0·39	L% 0·23	0·17
Reihe . . α	α	fc 0·50	0·59	ls 0·42	0·37
A ₆ C ₂ F . 58·37	60·39	ti 7·3	5·8	fs 0·88	1·00
k 0·82	0·78	p 0·55	0·07	qs —·30	—·37
		qz — 27	— 31		
		c/fm . . 0·46	0·33		
		m 4	3		

Unter OSANNS Werten ist der Wert des Alkaliverhältnisses (*n*) charakteristisch, was auf die sehr geringe Menge des Kali weist. Übrigens ist zwischen den beiden Gesteinen nur in der Menge der femischen Moleküle (*F*) ein wesentlicher Unterschied. Im ACF-Dreieck stehen sie zum 95. Yamaska Typus am nächsten, im System fällt das Gestein des unteren Vorkommens mit dem 571. Hornblendit (Nakety, Neu Kaledonien), das des mittleren mit dem 570. Hornblendit (Maracas, Brasilien) überein. Die Übereinstimmung ist also sehr gut. Unter NIGGLIS Werten ist das Kaliverhältnis (*k*) ebenfalls charakteristisch, dessen Wert wahrhaftig sehr gering ist, so wie an welche wir bei den Szarvasköer Gesteinen gewöhnt sind. Der Wert des *p* zeigt den Unterschied zwischen den zwei Fundstellen gut, weil in der Ti- Zahl (*ti*) kaum eine Unterschied ist, so auch nicht in der Kieselsäurezahl (*si*) und in der Quarzzahl (*qz*).

Der Wert des Magnesiaverhältnisses (*mg*) ist in beiden Gesteinen tief unter dem normalen, aber mit den übrigen Szarvasköer Hornblenditen resp. mit deren Mittelwerten verglichen, ist auch dieser noch hoch. Das Verhältnis des Kalkes zur Magnesia (*cm*) entspricht im großen ganzen dem normalen, hingegen das Verhältnis des Eisenoxys zum Kalk, also der Wert des *fc* ist mit den übrigen Szarvasköer Hornblenditen verglichen, ziemlich niedrig. Auf Grund ihrer Werte gehören beide Gesteine in die hornblenditische Magmagruppe, aber mehrere Werte (alk, c: al, fm: alk, usw.) zeigen auch gegen das issitische Magma. Ebenfalls auf das Hornblenditmagma

weist auch der größte Teil der Werte nach TRÖGER und MARCHET. Auf Grund der Umrechnungswerte nach BECKE fallen sie in der orthogonalen Projektion des Konzentrations-tetraeders, im Kreuz- und Grundriß zwischen den Hornblendit und den Issit, im Kieselsäurefeld zwischen den Hornblendit und den Hornblenditperidotit. Im TRÖGERischen Differentiationswürfel gelangen sie in zwei verschiedene Schnitte, aber nahe zu einander, bei MARCHET aber zwischen den Hornblendit und den Hornblenditperidotit, aber viel näher zum vorigen. Beachtenswert ist der große Kieselsäureanteil der Mafite im Hornblendit (No. 2) des mittleren Vorkommens.

Nach dem amerikanischen (CROSS, IDDIGS, PIRSSON, WASHINGTON) System ist die Reihe der magmatischen Mineralien folgende:

	or	ab	an	di	hy	ol	mt	il	ap
1.	0·83	14·10	17·74	26·95	8·68	15·71	3·76	9·21	1·50
2.	1·55	14·51	11·48	28·96	14·24	7·37	12·34	7·52	0·20

Systematische Lage: 1. IV.2.2. 1.3.
2. IV.2.2(1).1.2(3).

*

In der zweiten Serie lege ich jene Majorlápaer Hornblendite vor, in welchen außer der herrschenden braunen Hornblende auch noch andere wesentliche Gemengteile vorhanden sind. Diese sind folgende:

3. *Biotithornblendit* = *Lherzit*, Majorlápa 231 m. Volumetrische Zusammensetzung: braune Hornblende 65 %, Biotit 19 %, Diallag 3 %, Titanomagnetit (Rutil, Zirkon, Titanit) 5 %, Chlorit (mit minimalem Epidot) 8 %. Spezifisches Gewicht 3·178.

4. *Titanomagnetithornblendit*, Majorlápa 230 m. Volum. Zusammensetzung: braune Hornblende 84 %, Titanomagnetit (mit minimalem Ilmenit) 13 %, Rutil, Chlorit und Epidot 3 %. Spez. Gew.: 3·235.

5. *Diopsidhornblendit*, Majorlápa 143 m. Volumetrisch.: braune Hornblende 72 %, Diopsid (mit wenig Diallag und minimalem Augit) 21 %, Biotit und Apatit 2 %, Titanomagnetit 5 %. Spez. Gew.: 3·198.

6. *Apatitführender Hornblendit*, Majorlápa 130 m. Volumetrisch.: braune Hornblende 85 %, Plagioklas 3 %, Titano-

magnetit (etwas titanitisch) 6 %, Apatit 5 %, Chlorit, Epidot 1 %. Spez. Gew. 3.170.

Originalanalysen :					Molekularprozent :				
	3.	4.	5.	6.		3.	4.	5.	6.
SiO ₂ . .	40.08	39.55	38.10	37.91	SiO ₂ . .	42.60	43.19	40.86	40.45
TiO ₂ . .	2.62	5.11	2.72	3.94	TiO ₂ . .	2.09	4.19	2.19	3.15
Al ₂ O ₃ . .	9.19	9.99	10.48	10.03	Al ₂ O ₃ . .	5.75	6.42	6.61	6.29
Fe ₂ O ₃ . .	8.00	6.00	5.47	7.15	FeO . .	18.65	20.51	20.44	18.40
FeO . .	13.47	16.50	17.51	13.78	MgO . .	22.43	16.75	14.43	16.72
MnO . .	0.38	0.63	0.43	0.46	CaO . .	5.85	7.27	14.61	11.82
MgO . .	14.07	10.23	8.97	10.45	Na ₂ O . .	2.13	1.32	0.79	2.13
CaO . .	5.14	6.21	12.72	10.34	K ₂ O . .	0.50	0.35	0.07	0.16
Na ₂ O . .	2.07	1.25	0.76	2.06	P ₂ O ₅ . .	—	—	—	0.88
K ₂ O . .	0.74	0.50	0.09	0.24		100.00	100.00	100.00	100.00
P ₂ O ₅ . .	Spur	Spur	0.00	1.95					
+H ₂ O . .	3.57	2.70	1.70	0.93					
—H ₂ O . .	0.49	0.95	0.74	0.32					
	99.82	99.62	99.69	99.56					

Die verschiedene mineralische Zusammensetzung spiegelt sich so ziemlich auch in der chemischen Zusammensetzung zurück: im Biotithornblendit (No 3) zeigt die Menge des MgO, im Titanomagnetithornblendit (No 4) des TiO₂, im Diopsidhornblendit (No 5) des CaO und im Apatit-führenden Hornblendit (No 6) des P₂O₅ den Unterschied. Diesem entspricht die geringere Menge als die normale des Kalkes im Biotit- und im Magnetithornblendit (No. 3 und 4). Auffallend ist aber, daß im Diopsidhornblendit (No. 5) die Magnesia in einer noch geringeren Menge als die normale zugegen ist, obzwar diese Menge auf Grund der Kontrollanalysen unzweifelhaft ist. Also entweder in den zur Analyse vorbereiteten, nach dem Brauch aus verschiedenen Teilen des Gesteins genommenen Stücken war wenig Stoff aus dem der Menge nach launisch abwechselnden Diopsid, oder, was wahrscheinlicher ist, der Diopsid enthält sehr reichlich Kalk. Die übrigen Werte verändern sich nicht zwischen großen Grenzen in allen 4 Gesteinen. Alle 4 Gesteine sind basischer als die oben erwähnten Normalhornblendite (No: 1 und 2), aber auch diese zeigen deren wichtige charakteristische Eigenschaften (wie die große Menge der Titansäure und der Eisenoxyde, das Herrschen des Natronis über dem Kali usw.)

OSANNs, BECKEs und MARCHETs

Werte:

	3.	4.	5.	6.
s . . .	44·69	47·38	43·05	43·60
A . . .	2·63	1·67	0·86	2·27
C . . .	3·12	4·75	5·75	4·02
F . . .	43·81	39·78	43·73	42·92
a . . .	1·5	1	0·5	1·5
c . . .	2	3	3·5	2·5
f . . .	26·5	26	26	26
n . . .	8·1	7·9	9·1	9·3
Reihe .	α	α	α	α
A ₂ C ₂ F	65·83	59·30	60·39	64·58
k . . .	0·67	0·80	0·71	0·67
si . . .	76	81	71	72
ξ . . .	15·5	15	13	15·5
η . . .	21	26	37	32·5
ζ . . .	15·5	17	27	25
φ_{011} .	3·8	6·4	7·1	5·2
ls . . .	0·53	0·44	0·41	0·54
fs . . .	1·04	0·93	1·08	1·04
qs . . .	—·57	—·37	—·49	—·58

NIGGLIs und TRÖGERs Werte:

	3.	4.	5.	6.
si . . .	76	81	71	72
al . . .	10·5	12	11·5	11·5
fm . . .	74	71	61·5	63·5
c . . .	10·5	14	25·5	21
alk . . .	5	3	1·5	4
k . . .	0·23	0·20	0·07	0·07
mg . . .	0·54	0·44	0·41	0·47
cm . . .	0·20	0·30	0·50	0·41
fc . . .	0·76	0·73	0·58	0·60
ti . . .	3·8	8·0	3·8	5·6
p . . .	—	—	—	1·55
qz . . .	—·44	—·31	—·35	—·44
c/fm .	0·14	0·20	0·41	0·33
Schn .	2	2	3	3
s . . .	5	3	2	4
az . . .	0·44	0·46	0·42	0·44
k . . .	0·23	0·20	0·07	0·07
L/o .	0·21	0·24	0·23	0·23

Bei den OSANNischen Werten ist der Unterschied gegen einander hauptsächlich die sämtliche Säuremenge (s), insofern der große Ti-Inhalt des Titanomagnetithornblendits (No. 4) dessen Menge sehr anschwellte. In Betreff des Alkaliverhältnisses (n) weicht der Titanomagnetithornblendit (No. 4) und der Lherzit (No. 3) von den Normalhornblenditen (No. 1 und 2) ziemlich ab, insofern dieses Verhältnis hier mit sämtlichen Szarvasköer Eruptiven verglichen eine verhältnismäßig abweichende Zahl gibt, aber doch keine so kleine, daß sie in die Reihe dieser Gesteine (α) nicht hineinpassen möchten. Übrigens ist das allgemeine Bild der OSANNischen Werte dem der Normalhornblendite sehr ähnlich. Auf Grund dieser gehört der Apatitführende Hornblendit (No 6) und der Lherzit (No 3) in den 95. Yamaska Typus, der Titanomagnetithornblendit (No 4) in den 97. Schöllschitz Typus, der Diopsidhornblendit (Nr 5) gelangt in den 105. Avezac Prat Typus neben den Avezacit.

Von den NIGGLischen Werten ist die *al* Zahl bei allen vier Gesteinen beinahe ganz gleich, den höheren Wert der *fm* Zahl im Titanomagnetithornblendit (No. 4) verursacht die Menge des Eisenoxyds, im Lherzit (No. 3) die der Magnesia; bei beiden ist der kleine Wert der *c*-Zahl und die Niedrigkeit des *k*-Verhältnisses charakteristisch. Das Verhältnis der Mag-

nesia zum Eisenoxyd (*mg*) beginnt nur im genügend viele (nämlich im Verhältnis zu den Szarvasköer Gesteinen genügend viel) Magnesia enthaltenden Biotithornblendit (No. 3) in Hinsicht der Größe sich dem Normalen zu nähern, während in den übrigen Gesteinen das Eisenoxyd stark herrscht. Aber das Verhältnis des Eisenoxyd es zum Kalk (*fc*) zeigt überall die Herrschaft des Eisenoxys. Das Verhältnis des Kalkes zur Magnesia, also der Wert *cm* erhebt sich nur im Diopsidhornblendit (No. 5) über das Normale, im Apatit-führenden Hornblendit (No 6) ist er normal, im Biotit- und Magnetithornblendit (No 3 und 4) ist er sehr niedrig. Also diese Verhältnisse entsprechen auch hier gut der mineralischen Zusammensetzung.

Auf Grund alldieser Werte und ihrer Verhältniszahlen (z. B. *c:fm*, *c:al* usw.) stehen die ersten drei Gesteine (No. 3, 4, 5) zwischen den Hornblenditperidotit und Hornblendit Magmagruppen, etwas näher zum vorigen, während der Apatit-führende Hornblendit (No 6) beiläufig in der Mitte zwischen dem Hornblendit und dem Issit Magmen steht. Nach den BECKE'schen Projektionswerten fallen die ersten zwei Gesteine (No 3 und 4) im Kreuz- und Grundriß zwischen die Punkte des Hornblendit und Hornblenditperidotit, die anderen zwei (No. 5 und 6) aber zwischen den Hornblendit und den Pyroxenit, während im Kieselsäurefeld die ersten zwei Gesteine ihren vorigen Platz bewahrt haben, die zwei letzteren aber zwischen den Punkten des Issit und des Pyroxenit zu finden sind, viel näher zum Issit.

Im Differentiationswürfel nach TRÖGER gelangen alle vier Gesteine in verschiedene, aber nahe zu einander liegende Schnitte, was die Verschiedenheit der Alkalienmenge zeigt, die Gesteinsazidität (*az*) ist so ziemlich gleich, so auch der Prozentsatz (Leukoprozent = *L*%) der salischen Mineralien. In der Kieselsäureprojektion nach MARCHET stehen der Lherzit (No. 3) und der Apatit-führende Hornblendit (No. 6) zum Projektionspunkt des Issit am nächsten, der Diopsidhornblendit (No. 5) steht zwischen dem Hornblenditperidotit und dem Jacupirangit, der Titanomagnetithornblendit aber fällt direkt neben den Hornblenditperidotit. So gibt jede Projektionsmethode im großen-ganzen ein ähnliches Bild von diesen Gesteinen.

Die amerikanische Norm:

	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>di</i>	<i>ol</i>	<i>mt</i>	<i>il</i>	
3.	4.39	17.50	13.57	6.43	11.42	28.09	11.60	4.97	
4.	2.95	10.59	20.53	24.92	8.33	10.67	8.70	9.72	
5.	0.56	6.45	24.86	3.36	9.31	28.66	7.93	5.17	wo: 10.97
6.	1.39	17.40	17.41	—	15.51	24.27	10.37	7.48	ap: 4.48

Stellung im System: 3. . . IV(III). 2. 3(4). 1. 2(3).

4. . . IV(III). 2. 2. 1. 3.

5. . . IV. 2. 3. 1. 3.

6. . . IV(III). 2. 3(2). 1. 3.

*

Eine besondere Aufmerksamkeit verdienen in der Majorlápá die Titanit-führenden Gesteine. Diese kommen bei 145—146 m in größter Menge vor, aber in kleinerem Quantum sind sie im zwischen 141—147.5 m befindlichen Schlier auch noch an mehreren Stellen zu finden. An jenen Stellen, an welchen man die Berührungsgrenzen beobachten kann, wie an der O-Seite des Schliers, dort ist es gut sichtbar, daß sie sich aus grobkörnigem Normalhornblende entwickeln, scheinbar in einzelnen Nestern, nur an einer Stelle habe ich beobachtet, daß sie sich streifenförmig tief nach innen (nach S) in der Berglehne fortsetzen. Im physiographischen Teile habe ich dargelegt, daß ich hier teilweise auf Ti-Metasomatose denke. In dieser Hypothese stärkt mich, daß nicht weit von hier, ebenfalls in der Majorlápá um 190 m, im hiesigen Peridotitschlier ebenfalls solche an Titansäure reiche Streifen und Parteen zu finden sind.

Weiter teile ich außer dem Titanit und Titanithornblende auch die Analyse des direkt neben ihnen vorkommenden grobkörnigen Normalhornblendites mit, ferner lege ich die Analyse einer in der Majorlápá um 192 m gesammelten, an Titansäure auffallend reichen Tilaitart: eines Gabbroperidotits vor, behufs Vergleichung und zum Beweise dessen, daß die Titanzufuhr in diesem Gebiete nicht nur in den Hornblenditen stattgefunden hat. Herr Dr K. EMSZT Oberdirektor für Versuchswesen war so liebenswürdig, dieses letztere Gestein im Jahre 1935 zu analysieren. Die Analyse haben wir im Földtani Köz-löny Bd. LXV. p. 311. Budapest 1935 bereits mitgeteilt.

Die Gesteine der Serie sind folgende:

7. Großkörniger Normalhornblendit, Majorlápa 142 m. Ein schwärzliches Gestein mit durchschnittlich 30 mm-iger Korngröße. Spez. Gewicht 3·180. Volummetrisch.: braune Hornblende 90 %, Titanomagnetit (ein wenig titanitisch) 9 %, Zirkon, Chlorit, Prehnit 1 %.

8. Titanithornblendit, Majorlápa 146 m. Die Zusammensetzung des megaskopisch grau fleckigen Gesteins: braune Hornblende 81 %, Titanit mit Titanomagnetitrelikten 13 %, Biotit, Apatit, Zirkon 3 %, Chlorit, Epidot 3 %. Spez. Gewicht: 3·222.

9. Amphiboltitanitit, Majorlápa 146 m. Ein gelblichbraunes, feinkörniges, an manchen Stellen porphyrisches Gestein (im durchschnittlich 1mm-igen Grundgewebe sind sich bis 10 mm erhebende Amphibolaggregate). Zusammensetzung: Titanit (mit wenigen, zka 4 %, Magnetitrelikten) 57 %, Amphibol (Aktinolith, Tremolit und wenige braune Hornblenderelikte) 18 %, größere Limonithäufen und sehr wenig Pyrit 11 %, Chlorit, sehr wenig Epidot 14 %. Spez. Gew.: 3·426.

10. Tilait (Titanomagnetitgabbroperidotit), Majorlápa 192 m. Zusammensetzung: Plagioklas (um Ab₃₀) 19 %, Diallag, Titanaugit 24 %, braune Hornblende 7 %, Olivin 21 % Titanomagnetit (titanitisch) 28 %, Apatit, Serpentin usw. 1 %. Spez. Gew.: 3·412.

Originalanalysen :					Molekularprozent :				
	7.	8.	9.	a.		7.	8.	9.	a.
SiO ₂	41·57	41·55	22·79	32·66	SiO ₂	45·00	43·55	26·31	37·18
TiO ₂	3·75	7·25	25·64	23·16	TiO ₂	3·05	5·70	22·21	19·77
Al ₂ O ₃	9·87	6·40	8·11	9·30	Al ₂ O ₃	6·29	3·94	5·51	6·23
Fe ₂ O ₃	7·42	6·25	6·27	6·34	FeO	21·24	19·15	19·79	19·92
FeO	16·50	15·90	14·40	14·98	MgO	12·84	11·98	5·38	6·23
MnO	0·36	0·38	0·51	0·31	CaO	10·14	13·60	19·98	9·75
MgO	7·91	7·62	3·11	3·65	Na ₂ O	1·40	1·85	0·82	0·85
CaO	8·75	12·11	16·15	7·99	K ₂ O	0·04	0·13	—	—
Na ₂ O	1·33	1·82	0·73	0·77	P ₂ O ₅	—	0·10	—	0·07
K ₂ O	0·07	0·20	0·00	0·00		100·00	100·00	100·00	100·00
P ₂ O ₅	0·00	0·21	0·00	0·15					
+ H ₂ O	1·25	0·82	1·75	0·44					
— H ₂ O	0·89	0·19	0·26	0·11					
	99·68	100·70	S 0·36	99·86					
			— 0·13						
			99·95						

Es ist offenbar, daß der neben den Titanitgesteinen vorkommende großkörnige Hornblendit (No. 7) den erwähnten Normalhornblenditen (No. 1 und 2) ganz gut entspricht und sich

von diesen hauptsächlich nur durch den etwas größeren Eisenoxyd-Inhalt unterscheidet. Jenes wichtige Gepräge aber, daß die Magnesia verhältnismäßig wenig ist, widerspiegelt darin noch besser als in den vorigen Normalhornblenditen. In den Titanitgesteinen (No. 8 und 9) ist vor allem die Titansäure- und Kalk-Zufuhr charakteristisch, natürlich im Titanit (No. 8) stärker, als im Titanithornblendit (No. 9). Man muß aber feststellen, daß man in diesem analysierten Titanit die Wegfuhr der Eisenoxyside nicht sehr wahrnehmen kann, was auch die mineralische Zusammensetzung beweist, insofern der aus der zersetzenden Hornblende und aus Magnetit entstandene Limonit in einzelnen Haufen zurückgeblieben ist. Dies war aber das reinste Titanitgestein im bisher gesammelten Material, deshalb ließ ich dies analysieren. Es sind aber auch sehr wenig Eisenerz enthaltende, sogar ganz eisenerzfreie Titanite in der Majorlápá um 146 m, aber diese enthalten sehr viel Chlorit, oder sind in ihnen noch viel Hornblenderelikte zu finden. Eine auffallende Erscheinung in diesen Gesteinen ist die wahrhaft geringe Menge der Magnesia, was eventuell darauf hinweist, daß ein Teil des Stoffes der braunen Hornblende bei der Zersetzung weggeführt wurde. Man muß ferner auch das feststellen, daß dieser Titanit, trotz seiner abweichenden mineralischen Zusammensetzung, in mehreren Beziehungen große chemische Ähnlichkeit mit den hiesigen Hornblenditen zeigt, was sowohl aus den Analyse- und Daten, als auch auf Grund der weiter unten mitzuteilenden Berechnungswerten hervorgeht.

Der wegen seines großen Ti-Gehaltes behufs Vergleichung angeführte Tilait (No. a) besitzt eine ganz andere mineralische Zusammensetzung, aber seine chemische Zusammensetzung ist dennoch der des Titanits sehr ähnlich (No. 9). Zu den hiesigen Peridotiten ist nur sein Kalk-Inhalt beinahe ganz ähnlich. Hingegen der Tonerde-, Eisenoxyd-, Magnesia-, Natron- und Titansäure-Inhalt ist beinahe derselbe, wie der des Titanits. Auffallend ist auch bei diesem Tilait (No. a) die geringe Menge der Magnesia. Es scheint, daß doch irgend eine Verbindung zwischen der Ti-Zufuhr und der Magnesia-Verminde- rung vorhanden ist, was auch die an Titanomagnetit sehr reichen Gabbros und Peridotite der Gegend von Szarvaskő beweisen. Jedenfalls steht dieser Tilait näher zum hiesigen

Titanitit als der TRÖGERISCHE Salitrit (7. p. 280—282), welcher, so scheint es, ein Gestein ganz anderen Ursprungs sein kann. Dies beweisen auch übrigens die unteren Umrechnungsdaten:

OSANNs-, BECKEs-, MARCHETs Werte:

	7.	8.	9.	a.
s	48·05	49·25	48·52	56·95
A	1·44	1·98	0·82	0·85
C	4·85	1·96	4·69	5·48
F	39·37	42·77	40·46	30·42
a	1	1·3	0·5	0·5
c	3	1·3	3·5	4·5
f	26	27·4	26	25
n	9·7	9·3	10	10
Reihe	α	α	α	α
A ₆ C ₃ F	57·71	58·57	54·76	46·48
k	0·83	0·84	0·88	1·22
si	86	85	51	86
ξ	15	11	12	16·5
η	31	34	49	37
ζ	22	31	40	24
ϑ_{011}	6·3	2·4	6·3	8·8
ls	0·42	0·35	0·53	0·43
fs	0·88	1·00	1·55	0·82
qs	—·30	—·35	—1·08	—·25

NIGGLIs und TRÖGERs Werte:

	7.	8.	9.	a.
si	86	85	51	86
al	12	7·5	10·5	14·5
fm	65·5	61·5	49	61
c	19·5	27	39	22·5
alk	3	4	1·5	2
k	0·03	0·06	0·00	0·00
mg	0·37	0·38	0·21	0·23
cm	0·44	0·53	0·78	0·61
fc	0·67	0·58	0·49	0·69
ti	5·81	11·25	43·22	46·11
p	—	0·18	—	0·17
qz	—·26	—·31	—·55	—·21
c/fm	0·30	0·43	0·77	0·36
Schn	3	3	5	3
s	3	6	2	2
az	0·47	0·49	0·48	0·56
k	0·03	0·06	0·00	0·00
L/o	0·24	0·15	0·21	0·29

Bei OSANNs Werten verursacht die Größe der Titansäure die ungewöhnte Größe der sämtlichen Säuremenge (s) und des Säurekoeffizienten (k). Wenn wir die Titansäure nicht zum Werte der Säuremenge (s) rechnen, dann ist im Titanitit (No 9) $s = 26·31$, $k = 0·48$, beim Tilait (No. a) $s = 37·18$, $k = 0·79$. Und dies entspricht besser der chemischen und mineralischen Zusammensetzung. Beim Titanithornblendit (No. 8) konnte ich die Typenwerte wegen der Gleichheit der A und C Werte nicht abrunden. Übrigens ist bei allen 4 Analysen das Alkalienvverhältnis (n) sehr charakteristisch, dieser Wert entspricht dem Typus der Szarvasköer Gesteine sehr gut. Auf ihrem im System besetzten Platz erwähne ich, daß sie in verschiedene Typen gehören: der grobkörnige Hornblendit (No. 7) gehört in den 97. Schöllschitz (585. Hornblendit) Typus, der Titanithornblendit (No. 8) in den 95. Yamaska (570. Hornblendit) Typus, der Titanitit (No. 9) in den 105. Avezac Prat (612. Avezacit) Typus, resp. dieser Titanitit würde in dem Falle, wenn wir die Menge der Titansäure ordentlich zur sämtlichen Säuremenge (s) dazunehmen und damit zusammen den Säurekoeffizient (k) ausrechnen, dann würde er zum 78. Orange Grave (467. Olivin-

gabbro) Typus gehören, er kommt also mit einem zu ihm überhaupt nicht passenden Gestein auf einen Platz. Gerade so steht die Sache auch beim Tilait (No. a).

Von den Werten nach NIGGLI sind auf die titanitführenden Gesteine die *c*-Zahl, speziell auf den Titanitit (No. 9) das *mg*-Verhältnis charakteristisch. Die *c*-Zahl wächst stark vom grobkörnigen Hornblendit (No. 7) bis zum Titanitit (No. 9), der Wert des *mg*-Verhältnisses sinkt gerade beim Titanitit plötzlich.

Die Unterschiede, aber auch die Ähnlichkeiten der in diese Gruppe eingereihten vier Gesteinen zeigen am besten das *mg*, *cm* und *fc* Verhältnisse: die Magnesia ist gegenüber dem Eisenoxyd (*mg*) im jedem untergeordnet, während sie dem Kalk gegenüber (*cm*) nur im grobkörnigen Hornblendit (No. 7) normal (nämlich nur auf die Szarvasköer Gesteine normal), in den übrigen sehr untergeordnet ist. Der Kalk ist mit dem Eisenoxyd (*fc* Verhältnis) nur im Titanitit (No. 9) gleichwertig, in den übrigen Gesteinen ist er untergeordnet. Die herrschende Rolle des Eisenoxyds ist also auch noch in diesen Gesteinen offenkundig.

Auf Grund der BECKEISCHEN Werte steht der grobkörnige Hornblendit (No. 7) im Kreuz- und Grundriß neben den Projektionspunkt des Hornblendits, während die zwei titanitischen Gesteine (No. 8 und 9) zwischen den Issit und den Pyroxenit fallen, bemerkend, daß der Titanitit (No. 9) auf Grund der Werte sowohl des ξ , als auch des η von den anderen ziemlich weit fallen. Im Kiesesäurefeld fällt der grobkörnige Hornblendit (No. 7) zwischen die Projektionspunkte des Hornblendits und des Hornblenditperidotits, während der Titanithornblendit (No. 8) neben dem Hornblenditperidotit gegen den Issit, der Titanitit aber (No. 9) weit von den Anderen gegen den Peridotit.

Bei der Kieselsäureprojektion (MARCHET) ist die Gruppierung ein wenig anders: der Titanitit gelangt neben den Issit, die übrigen aber neben den Hornblenditperidotit, ein wenig gegen den Projektionspunkt des Hornblendits. Im Differentiationswürfel (TRÖGER) fallen nur der Titanitit (No. 9) und der Tilait (No. a) in einen Schnitt, während die beiden Hornblendite (No. 7 und 8) in ganz andere Schnitte gelangen, aber jeder liegt nahe zur *az*-Fläche infolge des kleinen *k*-Wertes.

Die Norm nach der amerikanischen Methode:

	or	ab	an	di	hy	^{cs} ms	mt	il	ru	ap	Sonst
7.	0·39	11·27	20·74	12·84	32·71	1·65	10·77	8·13	—	—	—
8.	1·17	15·41	8·65	30·28	16·38	—	9·07	13·77	—	0·49	4·46ol
9.	—	6·56	18·62	5·27	—	20·61	9·09	24·69	12·65	—	0·68pr
a.	—	6·52	21·91	24·29	12·87	—	—	7·87	19·02	0·35	6·34hm

Stelle im System: 7. . . IV. 2. 1. 1. 3.
 8. . . IV. 2. 1. 1. 3.
 9. . . IV. 4(3). 4. 1. 4.
 a. . . IV. 3. 1. 1. 4.

*

Das analysierte Gestein der auf der N- Seite des Tóberc-
 Eerges erwähnten ultrafeinischen Ausscheidungen ist folgendes:

10. Ilmenitführender Diälaghornblendit, Spez. Gew. 3·138.
 Zusammensetzung: braune Hornblende 56%, Diälag 23%, Bio-
 tit 6%, Ilmenit und ein wenig Magnetit 10%, Plagioklas (Ab₆₅)
 5 %, minimaler Rutil, Zirkon, Chlorit, Kaolin. Der Ilmenit ti-
 tanitisiert.

Orig. Anal.	Mol. %	OSANNs Werte:	NIGGLIs Werte:
SiO ₂ . . 42·60	SiO ₂ . . 46·37	s 51·53	si 95
TiO ₂ . . 6·30	TiO ₂ . . 5·16	A 2·32	al 16
Al ₂ O ₃ . . 11·98	Al ₂ O ₃ . . 7·67	C 5·35	fm 59·5
Fe ₂ O ₃ . . 5·48	FeO . . . 17·62	F 33·13	c 20
FeO . . . 14·16	MgO . . . 11·26	a 1·5	alk 4·5
MnO . . . 0·34	CaO . . . 9·60	c 4	k 0·00
MgO . . . 6·90	Na ₂ O . . . 2·32	f 24·5	mg 0·39
CaO . . . 8·24		n 10	cm 0·46
Na ₂ O . . . 2·20	100·00	Reihe . . . a	fc 0·64
K ₂ O . . . Spur		A ₆ C ₂ F . . 57·75	qz —·23
P ₂ O ₅ . . . 0·00		k 0·89	ti 10·8
+ H ₂ O . . . 2·03			c/fm . . . 0·33
— H ₂ O . . . 0·18			Schn. . . . 3
100·41			

Werte nach BECKE

ξ . . 20
 η . . 36
 ζ . . 24
 ϑ₀₁₁ 8·1

Werte nach MARCHET

ls . 0·52
 fs . 0·72
 qs . —·24

Werte nach TRÖGER

s . . 3
 az . 0·51
 k . . 0·00
 L % 0·32

Amerikanische Norm und syst. Stelle:

an	ab	di	hy	ol	mt	il	tn
18·60	22·55	10·04	24·08	2·06	7·93	9·11	3·69 III.5.4.5.

Aus den Daten der ursprünglichen Analyse, sowie aus den Mole-
 kularprozenten ist ersichtlich, daß das Gestein zum großkörnigen

Hornblendit (No. 7) sehr nahe steht, von diesem unterscheidet es sich hauptsächlich nur durch seinen größeren Ti-Inhalt, deshalb stimmt es im großen ganzen auch mit den übrigen Normalhornblenditen (No. 1 und 2) überein. Auf Grund der OSANNischen Typenformel und im ACF Dreieck steht das Gestein zum 97. Schöllschitz (585. Hornblendit) Typus am nächsten, gerade so, wie der grobkörnige Hornblendit (No. 7). Im NIGGLischen System nähert es sich aus den bisher besprochenen Hornblendegesteinen am besten dem Mittelwert der Hornblendit-Magmagruppe, nur die *si*-Zahl ist größer und natürlich der *k* und der *mg* Wert ist kleiner. Die verhältnismäßig große Menge des Eisenoxys zeigt sowohl das *mg*, als auch das *fc* Verhältnis. Der Wert des *cm* zeigt die durchschnittliche Größe bei den hiesigen Hornblenditen, also er beweist eine geringe Überlegenheit der Magnesia gegenüber dem Kalk. In der BECKEischen orthogonalen Projektion kommt er sowohl im Kreuz- als auch im Grundriß direkt neben den Punkt des Hornblendits (NIGGLI), während er sich im Kieselsäurefeld wegen des größeren *si* Wertes von ihm ein wenig entfernt, aber in derselben Linie bleibt. Im TRÖGERischen Differentiationswürfel fällt er in denselben (3) Schnitt, wie der grobkörnige Hornblendit (7) und zwar sehr nahe zu demselben, da sowohl der Wert des Aziditätskoeffizienten (*az*) als auch der des Kaliverhältnisses (*k*) sich kaum von jenem unterscheidet. In der MARCHETischen Kieselsäureprojektion fällt er wegen des großen *si* Wertes etwas weiter vom Projektionspunkt des Hornblenditperidotits, als der grobkörnige Hornblendit (7). Im amerikanischen System ist dies der einzige Hornblendit, welcher in die dritte Klasse gelangt und mit dem später zur Besprechung gelangenden Gabbrohornblendit auf eine Stelle fällt: in den Auvergnos-Subrang.

*

Die Amphibolgesteine des Vaskapustollens charakterisiert, daß ein so reiner Hornblendit, wie er in der Majorlápá häufig ist, ja sogar vorherrscht, unter diesen nicht vorkommt. Hier ist die Menge des Pyroxens auch im verhältnismäßig reinsten Hornblendit (No. 13) bedeutend. Die allgemeine charakteristische Eigenschaft der vier chemisch analysierten Gesteine ist sozusagen nur die, daß die braune Horn-

blende in ihnen herrscht und neben dem Pyroxen der Olivin in ihnen häufig ist. Die Menge des Titanomagnetits ist allgemein genommen nicht viel, aber stellenweise vermehrt er sich. Die analysierten Gesteine sind folgende:

11. *Cortlandtit*, Stollen 14·5 m. Ein schwach poikilitisches dunkelgraues Gestein, mit sehr wechselnder Korngröße. Vol. Zusammensetzung: braune Hornblende 60 %, Diallag 18 %, Olivin 13 %, Titanomagnetit 8 %, Biotit, Apatit 1 %. Spez. Gewicht: 3·239.

12. *Pyroxenithornblendit*, Stollen 21·7 m. Ein graulich-schwarzes Gestein, mit 10 mm-iger Korngröße. Zusammensetzung: braune Hornblende 45 %, Bronzit und Diallag 42 %, Titanomagnetit 7 %, Olivin 4 %, Biotit, Titanit, Rutil 2 %, Spez. Gewicht: 3·398.

13. *Pyroxenführender Hornblendit*, Stollen 15·3 m. Ein schwarzes Gestein mit 8 mm-iger durchschnittlicher Korngröße. Zusammensetzung: braune Hornblende 78 %, Diallag (wenig Bronzit und Diopsid) 14 %, Titanomagnetit 6 %, Biotit, Rutil 20/o. Spez. Gew.: 3·325.

14. *Schriesheimit*, Stollen 26·5 m. Ein ausgesprochen poikilitisches schwärzlichgraues Gestein, mit sehr abwechselnder Korngröße und mit vielen winzigen, glitzernden Erzkörnchen. Spez. Gewicht: 3·420. Zusammensetzung: braune Hornblende 46 %, Olivin 37 %, Bronzit, Diallag 5 %, Titanomagnetit 12 %.

Originalanalysen:					Molekularprozent:				
	11.	12.	13.	14.		11.	12.	13.	14.
SiO ₂	41·20	40·56	38·85	30·50	SiO ₂	42·85	40·57	40·07	31·48
TiO ₂	4·70	5·92	4·82	5·71	TiO ₂	3·66	4·44	3·72	4·24
Al ₂ O ₃	5·15	3·00	7·29	4·70	Al ₂ O ₃	3·15	1·76	4·42	2·85
Fe ₂ O ₃	9·70	7·57	9·06	14·91	FeO	17·97	20·28	19·51	30·95
FeO	11·72	16·90	14·00	21·80	MgO	16·71	21·81	16·93	22·61
MnO	0·28	0·62	0·54	0·76	CaO	14·38	10·08	14·01	7·14
MgO	10·71	14·54	10·94	14·60	Na ₂ O	1·05	1·06	1·34	0·73
CaO	12·90	9·40	12·68	6·45	K ₂ O	0·10	—	—	—
Na ₂ O	1·05	1·10	1·34	0·73	P ₂ O ₅	0·13	—	—	—
K ₂ O	0·15	Spur	Spur	Spur		100·00	100·00	100·00	100·00
P ₂ O ₅	0·30	0·00	0·00	0·00					
+ H ₂ O	0·92	0·44	0·56	0·48					
— H ₂ O	0·74	0·32	0·35	0·20					
	99·52	100·37	100·43	100·84					

Wenn wir nur die Analysen dieser Hornblendite in Betracht nehmen und die Analysen der übrigen bereits besprochenen Ultrabasite aus dem Stollen nicht dazureihen (10), auch

dann können wir noch sehr gut sehen, in welchem großen Maße sich die Gesteine des Stollens auch in geringer Entfernung ändern. Der pyroxenführende Hornblendit (No. 13) ist auch chemisch ein guter Typus von Hornblendegestein, welcher denen von Majorlápá sehr ähnlich ist, während der Pyroxenithornblendit (No. 12) sich schon stark den Pyroxeniten des Stollens nähert, der Schriesheimit aber ein naher Verwandter des hiesigen Peridotits ist. Aber nur die Analysendaten zeigen diese große Verwandtschaft mit den Pyroxeniten, resp. mit den Peridotiten, weil die mineralische Zusammensetzung, bezw. das Verhältnis einzelner Gemengteile zu einander ziemlich verschieden ist. Ein großer Unterschied unter ihnen ist auch die Menge des Eisenerzes, was in diesen Hornblenditen bedeutend weniger, als in den hiesigen Olivin- und Pyroxengesteinen ist. Das muß ich aber hier erwähnen, daß wenn wir diese pyroxenführenden Hornblendite mit den aus dem Stollen analysierten eigentlichen Pyroxeniten vergleichen, dann fällt uns der riesige Titansäureinhalt der Pyroxenite (10) besonders auf. *Auf Grund neuerer Untersuchungen scheint es wahrscheinlich, daß dieser große Titansäureinhalt der eigentlichen Pyroxenite lokal ist, ebenso, wie wir es bei den Hornblenditen gesehen haben; vielleicht hat eine so beträchtliche Ti-Anreicherung nur eben an der Sammelstelle der beiden analysierten Pyroxenitexemplare stattgefunden. Diese große Ti-Menge ist also eventuell für sämtliche hiesige Pyroxenite nicht charakteristisch.* Diese meine Annahme macht notwendig, daß ich nächstens auch aus diesem Gesichtspunkt die Szarvaskőer Pyroxenite einer detaillierten Untersuchung unterziehe.

Charakteristisch ist für die Hornblendite des Stollens, daß die Menge der Titansäure bedeutend, aber nicht übermäßig groß ist, die Tonerde aber scheint in geringem Quantum vorzukommen, wenn wir sie den übrigen Hornblenditen vergleichen. Charakteristisch ist auch, daß die Menge der Magnesia dem Wachsen der Olivinquantität nicht folgt: in dem eine bedeutende Menge Olivin enthaltenden Cortlandtit (No. 11) ist weniger Magnesia vorhanden, als im Pyroxenithornblendit (No. 12), welcher nur minimalen Olivin enthält; in diesem letzteren hingegen ist zka soviel Magnesia zugegen, wie im an Olivin sehr reichen Schriesheimit. Der größere Bronzitinhalt (zka 15 %) des Pyroxenit-

hornblendits motiviert dieses Verhältnis nicht ganz, so, daß wir daran denken müssen, daß im Olivin des Schriesheimits das Eisenoxyd die Magnesia in gewissem Teile ersetzt. Die Menge des Kalks ist im Cortlandtit (No. 11) und im Pyroxen-rührenden Hornblendit (No. 13) am größten, in beiden begründet dies die ansehnliche Menge des Diallags, seine kleine Quantität im Schriesheimit hinwiederum macht der wenige Pyroxen und der viele Olivin natürlich.

Die berechneten Werte sind folgende:

Werte nach OSANN:					Werte nach NIGGLI:				
	11.	12.	13.	14.		11.	12.	13.	14.
s . . .	46·51	45·01	43·79	35·72	si . . .	80	73	70	48
A . . .	1·15	1·06	1·34	0·73	al . . .	6	3	8	4·5
C . . .	2·00	0·76	3·08	2·12	fm . . .	65	76·5	64·5	83·5
F . . .	47·06	51·41	47·37	58·58	c' . . .	27	18·5	25	11
a . . .	0·5	0·5	0·5	0·5	alk . . .	2	2	2·5	1
c . . .	1·5	0·5	2	1	k . . .	0·09	0·00	0·00	0·00
f . . .	28	29	27·5	28·5	gm . . .	0·48	0·51	0·46	0·42
n . . .	9·1	10	10	10	cm . . .	0·46	0·31	0·45	0·24
Reihe α		α	α	α	fc . . .	0·55	0·65	0·58	0·81
A ₆ C ₃ F	57·96	59·29	61·57	67·20	c/fm . .	0·41	0·24	0·38	0·13
k . . .	0·78	0·75	0·71	0·53	Schn . .	3	3	3	2
Werte nach TRÖGER und MARCHET:					ti . . .	6·8	8·0	6·5	6·5
s . . .	3	7	4	3	qz . . .	—28	—35	—40	—56
az . . .	0·46	0·44	0·43	0·35	Werte nach BECKE:				
k . . .	0·09	0·00	0·00	0·00	si . . .	80	73	70	48
L ⁰ / ₀ . .	0·12	0·06	0·16	0·09	ξ . . .	8	5	10·5	5·5
ls . . .	0·25	0·19	0·37	0·27	η . . .	33	21	33	15
fs . . .	1·10	1·29	1·20	1·86	ζ . . .	29	20	27	12
qs . . .	—35	—46	—57	—1·16	ϑ_{011} .	2·8	0·7	3·8	2·4

Bei den OSANNischen Werten zeigt hauptsächlich nur die Säurezahl (s) die verschiedene Zusammensetzung, auch dies nur in Beziehung auf den Schriesheimit (No. 14), in welchem auch die F-Zahl eine ziemliche Abweichung den anderen angemessen zeigt. Ansonsten stimmen die Werte ziemlich gut überein, auf Grund dessen alle vier Hornblendite in den 96. Koswinsky Typus eingereiht werden können, (der Pyroxenithornblendit = No. 12 kann auch in den 94. Zalkharowka Typus und der Schriesheimit = No. 14 kann auch in den 103. Gorduno Typus eingereiht werden). Auch im ACF-Dreieck fallen sie sehr nahe zueinander neben den F-Pol.

Nach den NIGGLischen Molekularwerten und deren Verhältniszahlen, so auch im Konzentrationstetraëder steht der

Cortlandtit (No. 11) und der Pyroxenführende Hornblendit (No. 13) zwischen dem Pyroxenit und Hornblendit, der Pyroxenithornblendit (No. 12) zwischen dem Pyroxenit und dem Hornblenditperidotit, der Schriesheimit (No. 14) zwischen dem Hornblenditperidotit und dem Peridotit. Dies ist so zu verstehen, daß einzelne von ihren Werten der einen, andere zu den Gliedern der anderen Magmagruppe am nächsten stehen.

Bei der BECKEischen orthogonalen Projektion stehen im Grund- und Kreuzriß alle vier Gesteine zwischen dem NIGGLischen Pyroxenit, Hornblenditperidotit und dem Peridotit, im Kieselsäurefeld stehen die ersten drei (No. 11, 12, 13) zum Hornblenditperidotit am nächsten, während der Schriesheimit auch noch außer den Peridotitpol fällt.

Die Verteilung der vier Hornblendite ist in der Kieselsäureprojektion nach MARCHET der in dem BECKEischen Kieselsäurefeld besprochenen Lagerung sehr ähnlich, nämlich stehen die drei ersten dem NIGGLischen Pyroxenit und Hornblenditperidotit am nächsten, der Schriesheimit (No. 14) fällt aber auch noch vom Peridotit-Pole weit hinaus, aber nahe zur *qf* Linie. In TRÖGERS Differentationswürfel fällt der Cortlandtit (No. 11) dem *k*-Werte entsprechend etwas weit von den drei übrigen Hornblenditen, welche alle in der linken Fläche der *az*-Linien liegen und obzwar sie auch in verschiedene Schnitte (7, 3, 4) fallen, sind sie einander trotzdem genügend nahe. Noch am weitesten fällt von ihnen der Schriesheimit (No. 14) mit seinem 0.35 *az* Werte.

Sämtliche Werte der erwähnten fünf Autoren und die Verhältniszahlen in Betracht genommen, scheinen speziell auf diese Hornblendite folgende Werte charakteristisch zu sein: das Alkalienverhältnis (der *n* und *k* Wert), das Kalk-, Magnesia- und Eisenoxydverhältnis (*mg*, *cm* und *fc* Werte), die Kieselsäurezahl und- Verhältnis (die *si*, *qz*, *s* (TRÖGER) und die *qs* Werte). Ebenfalls charakteristisch ist auch der *ti*-Wert, welcher zu dem Titansäure-Mittelwert der Szarvasköer Hornblendite sehr nahe steht (insofern wir nämlich jetzt den aus dem Hornblendit entstandenen Titanitit nicht hieher rechnen, da mit dessen Einrechnung der Mittelwert bedeutend höher ist.)

Die amerikanische Norm und die Stelle im System ist folgende:

	Q	or	ab	an	hy	di	ol	mt	il	ap
11.	0·29	0·89	8·86	8·90	11·63	44·23	—	14·06	8·92	0·69
12.	—	—	9·28	3·25	16·08	33·74	15·05	10·97	11·25	—
13.	—	—	11·32	13·87	—	32·92	19·12	13·13	9·15	—
14.	—	—	6·18	9·54	—	15·29	36·90	21·62	10·38	—

11.	IV. 2.	1.	1.	3(2).
12.	IV. 2.	2.	1.	3(2).
13.	„IV. 2.	2(3).	1.“	3.
14.	IV. 3(2).	4.	1.	3.

*

Ich lege endlich die chemische Analyse einer Tilaitart, eines *Gabbrohornblendits* vor. Dieses Gestein stammt von neben der Majorlápaaer unteren Fundstelle, es ist das Grenzgestein des dortigen Hornblenditschliers von seiten des Gabbro. Stufenweise entwickelt er sich aus dem Hornblendit und stufenweise übergeht er in den Gabbro. Vol. Zusammensetzung: braune Hornblende 72 %, Plagioklas ($Ab_{55}-Ab_{42}$) 15 %, Diallag 5 %, Titanomagnetit (ein wenig titanitisch) 6 %, sonst (Rutil, Biotit, Zirkon, Chlorit) 2 %. Spez.Gew: 3·086.

Orig. Anal.	Mol. %	OSANN:	NIGGLI:	BECKE:
SiO ₂ . 44·50	SiO . 47·39	s . . . 49·03	si . . . 93	si . 93
TiO ₂ . 2·05	TiO . 1·64	A . . . 2·86	al . . . 17·5	ξ . . 23
Al ₂ O ₃ . 14·16	Al ₂ O ₃ . 8·87	C . . . 6·01	fm . . . 57	η . . 37
Fe ₂ O ₃ . 3·81	FeO . 16·24	F . . . 33·23	c . . . 20	ξ . . 25
FeO . 14·50	MgO . 12·79	a . . . 2	alk . . . 5·5	θ ₀₁₁ . 8·5
MnO . 0·37	CaO . 10·21	c . . . 4·5	k . . . 0·11	
MgO . 8·01	Na ₂ O . 2·53	f . . . 23·5	mg . . . 0·44	
CaO . 8·95	K ₂ O . 0·33	n . . . 8·9	cm . . . 0·44	
Na ₂ O . 2·45	100·00	Reihe . α	fc . . . 0·61	
K ₂ O . 0·49		A ₆ C ₂ F 62·41	ti . . . 3·21	
P ₂ O ₅ . Spur		k . . . 0·78	qz . . . — 23	
+ H ₂ O . 1·17			c/fm . . 0·35	
— H ₂ O . 0·22			Schn . 3	
100·68				

MARCHET:	TRÖGER:
ls . . . 0·61	s . . . 4
fs . . . 0·70	az . . . 0·49
qs . . . — 31	k . . . 0·11
	L% . 0·35

Die Analyse zeigt gut den Übergang zu den besprochenen Normalhornblenditen (No. 1 und 2): Kieselsäure-, Tonerde- und Alkaliinhalt ist nur um wenig mehr, als bei diesen, während ihr Magnesia und Kalk-Gehalt nur um wenig kleiner ist. Aber

es ist auch der Übergang zu den Normalgabbros vorhanden, wie es auch die Analyse eines hiesigen Hornblendegabbro (9. p. 362, No. 13) zeigt, auf welche ich mich hier behufs der Kürze nur berufe.

Bei sämtlichen Werten sehen wir jene charakteristischen Züge, welche ich bei den Hornblenditen erwähnt habe: das eigentümliche Alkalienverhältnis (n, k), das Herrschen des Eisenoxyds (mg, fc), die verhältnismäßig kleine Menge der Magnesia (cm) usw. Im OSANNischen System steht dieser Gabbrohornblendit in der Mitte zwischen dem 77. Emerald mine und dem 97. Schöllschitz Typus, aber er neigt sich mehr gegen den letzteren Typus, in welchen, wie ich bereits erwähnte, mehrere Arten der besprochenen Hornblendite gehören. Auch im ACF-Dreieck steht er zum Schöllschitztyp am nächsten (587. Hornblendit, Prospect Hill). Im NIGGLischen System unterscheidet ihn nur die etwas größere Kieselsäurezahl vom 6-ten Glied des Hornblenditmagmas: vom Hornblendit, Prospect Hill. Es gibt aber auch nahe verwandte Gesteine unter den basischen Gliedern des normalgabbroiden Magmas, so der 11. Gabbro, Pennikkavaara. Bei MARCHET und bei TRÖGER fällt er pünktlich zwischen den Hornblendit und den Normalgabbro.

Die amerikanische Norm und die Stelle im System:

<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>di</i>	<i>ol</i>	<i>mt</i>	<i>il</i>
2·89	20·70	26·36	4·50	11·92	23·70	5·52	3·89

III. 5. "4. 5(4).

Also er kommt in denselben Auvergnos Subrang, wohin der Diallaghornblendit von Tóberc (No. 10).

*

Ein sehr gutes Bild von der chemischen Natur der Szarvasköer Hornblendite gewinnen wir, wenn wir den Mittelwert der vorgezeigten 14 Hornblenditanalysen mit dem Mittelwerte der drei Analysen der erwähnten Ditróer Hornblendite (MAURITZ, HARWOOD und JANOVICI Analysen: 2, 3, und 4) vergleichen. Ebenfalls ein interessantes Resultat erhalten wir auch aus der Vergleichung der Mittelwerte der in den Werken von ROSENBUSCH (Gesteinslehre, 1923. p. 259) und TRÖGER (7. p. 286, 288) verzeichneten 23 Amphibololith Analysen.

Originalanalysen:				Molekularprozentente:							
Szarvaskő:		Ditró:		Rosenbusch Träger:		Szarvaskő:		Ditró:		Ros. Träger:	
SiO ₂	38·63	40·55	42·60	SiO ₂	40·91	42·10	43·86				
TiO ₂	6·24	5·06	1·92	TiO ₂	4·96	3·94	1·48				
Al ₂ O ₃	8·07	10·58	9·15	Al ₂ O ₃	5·03	6·46	5·54				
Fe ₂ O ₃	7·46	4·17	6·63	FeO	19·71	11·12	13·34				
FeO	15·14	8·97	9·18	MgO	16·06	18·76	21·65				
MnO	0·47	0·12	0·40	CaO	11·67	15·02	11·30				
MgO	10·11	12·05	14·02	Na ₂ O	1·45	1·72	2·11				
CaO	10·28	13·50	10·24	K ₂ O	0·11	0·72	0·57				
Na ₂ O	1·42	1·71	2·12	P ₂ O ₅	0·10	0·16	0·15				
K ₂ O	0·17	1·09	0·86		100·00	100·00	100·00				
P ₂ O ₅	0·23	0·35	0·36								
+ H ₂ O	1·39	1·24	1·85								
- H ₂ O	0·46	0·11	0·28								
Sonst	0·01	0·57	0·37								
	100·08	100·07	99·98								

Aus diesen Originalanalysen und Molekularprozenten geht hervor, daß der Szarvaskőer Hornblendit basischer, an Titansäure und Eisenoxyd um vieles reicher, hingegen an Magnesia und an Alkalien ärmer ist, als die übrigen zwei Gruppen. Auffallend gegen beide Gruppen ist die Menge der Alkalien im Szarvaskőer Hornblendit.

Aber noch auffallender ist die Ähnlichkeit und der Unterschied, wenn wir die nach den gebräuchlichen Methoden ausgerechneten Berechnungen vergleichen.

Werte n. OSANN, BECKE u. MARCHET:				Werte n. NIGGLI u. TRÖGER:			
Szarvaskő:		Ditró:	Rosenbusch Tröger	Szarvaskő:		Ditró:	Ros. Tröger
s	45·87	46·04	45·34	si	75	78	80
A	1·56	2·44	2·68	al	9·5	12	10
C	3·47	4·02	2·86	fm	66	55·5	64·5
F	43·97	40·88	43·43	c	21·5	28	20·5
a	1	1·5	1·5	alk	3	4·5	5
c	2	2·5	2	k	0·07	0·29	0·21
f	27	26	26·5	mg	0·44	0·63	0·61
n	9·3	7·0	7·8	cm	0·42	0·44	0·34
A ₆ C ₂ F . . .	60·27	63·56	65·23	fc	0·62	0·42	0·54
Reihe . . .	α	β	α	qz	—·37	—·40	—·41
k	0·75	0·72	0·70	ti	9·1	7·3	2·7
Typus . . .	95	95	95	c/fm	0·32	0·50	0·31
				Schn	3	4	3
ξ	12·5	16·5	15	s	4	4	5
η	31	40	30	az	0·45	0·46	0·45
ζ	24	32	25	k	0·07	0·29	0·21
ϑ_{011} . . .	4·5	5·2	3·5	L ⁰ / ₀	0·19	0·24	0·20
ls	0·41	0·54	0·50				
fs	1·08	0·97	1·00				
qs	—·49	—·51	—·50				

Es ist offenbar, daß der Szarvasköer Hornblendit auch noch zwischen diesen wirklich verwandten Gesteinen seine Selbständigkeit bewahrt. Auf Grund von OSANN'S Werten steht er etwas näher zu den Amphibololithen ROS. TRÖGER'S, als zu den Ditröern. Der Unterschied besteht hauptsächlich in der Summe der Alkalien (A) und im Alkaliverhältnisse (n). Sein Kieselsäurekoeffizient (k) ist infolge des kleinen A -Wertes höher, als bei den zwei anderen, die sämtliche Säuremenge (s) steht nur wegen der größeren Menge der Titansäure nahe zu dem der zwei anderen. Übrigens gehören alle drei Gesteinsgruppen zum 95. Yamaska Typus.

Von NIGGLIS Werten fällt uns auf den ersten Blick das Alkaliverhältnis (k) ins Auge, dann das Magnesia-, Kalk-, und Eisenoxydverhältnis (mg , cm , fc), aus welchen sich ergibt, daß der Szarvasköer Hornblendit an Kali sehr arm ist und daß die Eisenoxyde in ihm sowohl über die Magnesia, als auch über den Kalk herrschen. Den anderen zwei Gruppen gegenüber ist die Armut an Magnesia besonders wichtig. Die Größe der fm -Zahl verursacht im Szarvasköer Hornblendite der Reichtum an Eisenoxyd, in den Ros.TRÖGERischen Hornblenditen der an Magnesia. Auch auf Grund der BECKEischen, TRÖGERischen und MARCHETischen Werte steht der Szarvasköer Hornblendit näher zur Ros.TRÖGERischen Gruppe, aber natürlich ist er auch mit den Ditröer Hornblenditen nahe verwandt; von beiden trennt ihn das Alkaliverhältnis.

*

Zum Schluß möchte ich noch jene Frage beleuchten, wie gut diese besprochenen Hornblendite zwischen die Differenzierungsprodukte des Gabbroidmagmas der Szarvasköer Gegend hineinpassen?

In einer meiner früheren Abhandlungen habe ich schon beschrieben (9), was für eine wichtige Rolle die Hornblende im ganzen gabbroidalen Zug besitzt: im größten Teil der Gabbros kommt sie vor, häufig als herrschendes femisches Mineral, sie erscheint auch in den hypabyssischen Arten der Diabase, dann in den gabbroidalen, gabbrodioritischen und dioritischen Gängen und Schlieren, wo sie oft der wichtigste femische Bestandteil ist und nur in den seltensten Fällen aus den ultra-

basischen Ausscheidungen fehlt. *Also die Entstehungs- und Bestehungsbedingungen der Hornblende waren beinahe in jedem Teil des in verschiedenen Niveaus ausgebildeten Magmas vorhanden.* Im physiographischen Teile dieser Arbeit habe ich aber klargelegt, daß die hiesigen Hornblendegesteine überall stufenweise in die sie berührenden Eruptivgesteine übergehen und zwar in der Majorlápa in Gabbro, im Vaskapustollen in Peridotit und in Pyroxenit, am Tóbérberge in Pyroxenit. So ist im ganzen nur das noch übrig, daß wir in chemischer Hinsicht den Zusammenhang zwischen dem Hornblendit und den übrigen Gesteinen des Zuges anschauen.

Daß wir die Gesetzmäßigkeit des Übergangs der Gesteine in einander von Grund auf sehen können, erwähne ich kurz; daß aus dem ursprünglichen Gabbroidmagma nach sehr tiefgehender Differenzierung der den Hauptteil des Zuges bildende Diabas und Gabbro zustande gekommen ist, wie auch dessen ansehnliche Schlier- und Gang-Gefolgeschaft, ferner die hauptsächlich an den Rändern ausgeschiedene, herrschend aus Peridotit bestehende mächtige Ultrabasitzone. *So kann man ein jedes dieser Gebilde eigentlich als Differenzierungsprodukt betrachten*, deren Kieselsäuregehalt, — auch wenn wir von den Erzausscheidungen und von den Feldspatquarzitgängen absehen, — verändert er sich zwischen sehr weiten Grenzen und zwar von 80-83 % (ein Quarzplagiopegmatit) bis 22-50 % (ein Titanomagnetitperidotit). So weit diese Grenze ist, ebenso stufenweise ist der Übergang von einem Gebilde in das andere. In jedem der hieher gehörenden Gesteine kann man die gemeinsame charakteristische Züge ausweisen. Ein solcher ist die beständige Gegenwart und Größe der Titansäure, die geringere als normale Menge der Magnesia, die verhältnismäßig große Menge der Eisenoxyde usw.

Die hauptsächlich zufolge Gravitationsdifferenzierung abgesonderten basischen Teile haben einen großen Teil der Titansäure mit sich geführt, welche sich so stellenweise sehr stark vermehrte (z. B. in einem Tilait 23-16%), während in den sauren Schlieren und Gängen sich die an Alkalien und Kieselsäure reichen Stoffe ansammelten und dennoch ist auch noch in diesen die Ti-Menge größer als normal. In den so gebildeten sauren und neutralen Schizolithen herrscht überall das Natron

überwiegend über das Kali (z. B. in einem Plagiopegmatit ist $\text{Na}_2\text{O} = 9.12\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0.30\%$), hingegen einen großen Kali-Inhalt habe ich im ganzen Szarvasköer eruptiven Gebiet nicht gefunden (die größte Kali-Menge war 0.75% in einem Plagioklasit). Es ist oft suzusagen nur in Spuren vorhanden und in mehreren Gesteinen fehlt es auch ganz. Aber nicht nur herrscht das Natron über das Kali, aber es ist auch verhältnismäßig in genügend großer Menge vorhanden, worüber uns folgende Nachweisung orientiert:

	Na_2O	K_2O	Verhältnis
Gabbro (8 Analyse)	2.24	0.09	25 : 1
Diabas (15 „)	3.65	0.21	17 : 1
Gabbroide und dioritische Schizolithe (12 Analyse)	5.83	0.24	24 : 1
Anorthosite (Oligoklasit bis Labradorit) (12 Analyse)	6.95	0.22	31 : 1

Abgesehen jetzt von diesem auffallenden Alkaliverhältnis, welches die BOWENISCHE Auffassung teils erklärt (an Natron reiche Endglieder), müssen wir auf Grund der in Betrachtnehmung sämtlicher Analysen sagen, daß die eigentliche Anreicherung des Natrons bei den gabbrodialen Schizolithen beginnt, doch man kann es auch schon in den Gabbros wahrnehmen. *Dieser große Alkali-Inhalt erklärt die verhältnismäßig große Säure des Plagioklases dieser Gesteine.* Dies zeigt, daß man hier nicht nur die Qualität des Plagioklases bei der Benennung der Gesteine in Betracht nehmen kann. Auch im allgemeinen genommen kann man die Klassifikation nicht nur trocken darnach durchführen. Ja, man müßte manchen hiesigen typischen und noch dazu häufig stark basischen Diabas zwischen die Andesite reihen, die manchmal in die Ultrabasite hinüberführenden Gabbros aber in mehreren Fällen zwischen die Diorite, wenn wir nur die Art des Feldspates in Betracht nehmen möchten. Dies aber kann keinesfalls unser Ziel sein. *Wir müssen bei der Benennung der Gesteine, besonders aber bei der Einteilung in das System, nach meiner Meinung, das geologische Erscheinen, die geologischen Zusammenhängigkeiten, also auch die Vorkommensverhältnisse in Betracht nehmen* und auch noch vieles andere, so auch die Menge der femischen Mineralien. In einer meiner Abhandlungen (10) habe ich bereits darauf hingewiesen, daß die Basizität des Feldspates nicht im-

mer der Basizität des Gesteins folgt. Die Gegenstände der Natur kann man auch sonst nicht einmal im Laboratorium mit schroffen, spröden Grenzen einschließen.

Daß wir jetzt den Zusammenhang der Hornblendite mit den aus dem Szarvasköer Gabbroidmagma entstandenen übrigen Gesteinen gut sehen können, ist es am zweckmäßigsten, wenn wir die aus ihnen bereiteten chemischen Analysen in Gruppen zusammengefaßt mit einander vergleichen. Hier ist es nicht notwendig, weder die sauren und neutralen Schizolithe, weder die Diabase in Betracht zu nehmen, deren Rolle und Zusammenhang ich bereits detailliert besprochen habe (9), sondern nur von den Gabbros abwärts auf der Stufenfolge der Basizität.

Mittelwert der Originalanalysen:

	Gabbro 8 Anal.	Tilait 5 Anal.	Hornblendit. 14 Anal.	Pyroxenit 2 Anal.	Peridotit 7 Anal.
SiO ₂	42.02	38.11	38.63	31.31	30.20
TiO ₂	5.08	7.28	6.24	17.80	9.49
Al ₂ O ₃	15.74	10.23	8.07	2.45	2.66
Fe ₂ O ₃	5.18	5.40	7.46	4.17	8.80
FeO	11.91	18.03	15.14	20.63	29.33
MnO	0.27	0.31	0.47	0.65	0.32
MgO	5.57	7.20	10.11	12.99	13.25
CaO	9.90	9.62	10.28	8.44	4.41
Na ₂ O	2.24	1.60	1.42	0.75	0.69
K ₂ O	0.09	0.28	0.17	0.15	0.03
P ₂ O ₅	0.18	0.28	0.23	0.00	0.04
+ H ₂ O	1.54	1.40	1.39	0.33	0.57
- H ₂ O	0.17	0.12	0.46	0.44	0.09
Sonst.	0.05	—	0.01	—	—
	99.94	99.80	100.08	100.11	99.88

Mittelwert der Molekularprocente:

	Gabbro	Tilait	Hornblendit	Pyroxenit	Peridotit
SiO ₂	43.50	41.50	40.91	32.50	31.62
TiO ₂	4.22	5.95	4.96	13.86	7.45
Al ₂ O ₃	10.24	6.55	5.03	1.50	1.64
FeO	15.52	21.05	19.71	21.67	32.79
MgO	9.24	11.76	16.06	20.23	20.81
CaO	11.74	11.22	11.67	9.39	4.95
Na ₂ O	2.40	1.69	1.45	0.75	0.70
K ₂ O	0.06	0.15	0.11	0.10	0.02
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.10	—	0.02
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Auch auf Grund der Originalanalysen ist der stufenweise Übergang gut sichtbar, aber noch um vieles besser aus den Molekularprozenten. Vom Gabbro gegen den Peridotit schreitend nimmt der Kieselsäure-, Tonerde-, Kalk- und Alkalienin-

halt stufenweise ab und stufenweise nimmt die Eisenoxyd- und Magnesiamenge zu. Aus dieser Tabelle können wir aber auch das sehen, daß während die Menge der Magnesia bedeutend kleiner als die normale ist, sogar der Kalk ist etwas weniger, so ist die Menge des Eisenoxydes verhältnismäßig überall groß. Wichtig ist noch die wirklich geringe Menge des Kali. Jedenfalls ist beim Pyroxenit die sehr viele Titansäure auffallend, wie ich oben erwähnte.

Werte nach OSANN, NIGGLI, BECKE, TRÖGER und MARCHET:

	Gabbro	Tilait	Hornblendit	Pyroxenit	Peridotit
s . . .	50.72	47.45	45.87	46.35	39.07
A . . .	2.46	1.84	1.56	0.85	0.72
C . . .	7.78	4.71	3.47	0.65	0.92
F . . .	28.72	36.52	43.97	50.64	57.53
a . . .	2	1	1	0.5	0.5
c . . .	6	3.5	2	0.5	0.5
f . . .	22	25.5	27	29	29
n . . .	9.7	9.2	9.3	8.8	9.7
Reihe	α	α	α	α	α
A_6C_2F	59.04	56.98	60.27	57.04	63.69
k . . .	0.85	0.84	0.75	0.81	0.61
si . . .	95	80	75	58	51
al . . .	21	12.5	9.5	3	3
fm . . .	50	62.5	66	78	88
c . . .	24	21.5	21.5	17.5	8
alk . . .	5	3.5	3	1.5	1
k . . .	0.02	0.08	0.07	0.11	0.03
mg . . .	0.37	0.38	0.44	0.48	0.38
cm . . .	0.55	0.48	0.42	0.31	0.19
fc . . .	0.56	0.63	0.62	0.69	0.86
qz . . .	— 25	— 34	— 37	— 48	— 53
c/fm . . .	0.48	0.34	0.32	0.22	0.09
Schn . . .	4	3	3	2	1
ξ . . .	26	16	12.5	4.5	4
η . . .	45	34	31	20.5	11
ζ . . .	29	25	24	19	9
ϑ_{011} . . .	11.3	6.3	4.5	1.0	1.4
s . . .	3	3	4	5	4
az . . .	0.50	0.47	0.45	0.45	0.38
k . . .	0.02	0.08	0.07	0.11	0.03
L% . . .	0.42	0.25	0.19	0.06	0.06
ls . . .	0.65	0.49	0.41	0.20	0.19
fs . . .	0.61	0.93	1.08	1.62	1.84
qs . . .	— 26	— 42	— 49	— 82	— 1.03

Bei den OSANNischen Werten findet man nur die sämtliche Säuremenge (s) betreffend keinen stufenweisen Übergang, dessen Ursache der abnormal große Titansäureinhalt des Pyroxenits ist. Aber bei allen übrigen Werten ist überall die Stufenweisigkeit vorhanden, besonders bei den A, F, a, c, f,

Werten. Das n -Verhältnis ist bei jeder Gruppe sehr charakteristisch. Bei den NIGGLischen Werten geht der graduelle Übergang noch schärfer hervor, also vom Gabbro gegen den Peridotit bei den si , al , c , alk und cm Werten das allmähliche Abnehmen, bei den fm , fc , und qz Werten aber die stufenförmige Steigung. Charakteristisch ist das Abnehmen des mg Wertes eben beim Peridotit, was die sprungförmige Anhäufung des Eisenoxys verursacht, aber auf alle Szarvasköer Eruptivgesteine ist der sehr geringe Wert der Alkalienverhältniszahl (k) charakteristisch, geradeso, wie die verhältnismäßig untergeordnete Menge der Magnesia. Ebenfalls diesen stufenweisen Übergang sehen wir auch auf Grund der Werte nach BECKE, TRÖGER und MARCHET.

Auf Grund der Angeführten kann man den Gang der Differentiation der Szarvasköer Basite und Ultrabasite allgemein für gut erklären. Mit der Verminderung der Kieselsäurezahl (si) nimmt auch der Wert der Alkali- (alk), Kalk- (c) und Tonerdezahl (al) ab und die Summe der FeMgoxyde (fm) zu. Interessant ist das Verhältnis des Kalks zur Magnesia (cm), resp. zum Eisenoxyd (fc). Der cm Wert folgt den sauren Elementen (so z. B. die Kieselsäurezahl) in der Wertverminderung gegen den Peridotit, der fc aber folgt den basischen Komponenten (so dem fm) in der Wertsteigerung gegen den Peridotit. Dem Benehmen des cm Wertes sind die sämtlichen BECKEischen Werte entsprechend, also die Wertverminderung gegen den Peridotit, da ja in den BECKEischen Zahlen die sauren Komponente summiert sind, sowie das TRÖGERische az (Gesteinsazidität) und das L% (Leukoprozente), wie auch der MARCHETische ls -Wert. Alle diese vermindern sich zusammen mit der NIGGLischen Kieselsäurezahl (si) gegen den Peridotit. Aber der MARCHETische ls (der Kieselsäureanteil der Mafite) und der qs -Werte (Kieselsäuremangel) wachsen mit der NIGGLischen fm Zahl gegen den Peridotit.

Sämtliche Werte beweisen also, daß die Hornblendite auf Grund ihrer charakteristischen chemischen Eigentümlichkeiten und ihres stufenweisen Übergangs ganz gut zwischen die Szarvasköer eruptiven Gesteine passen, sie gehören zu diesen genau, man kann sagen organisch; von näher aber schließen sie sich direkt an die gabbroiden Ultrabasite an: zu den Tilaiten,

infolgedessen ist der Übergang von den hiesigen Gabbros bis zum hiesigen Peridotit wahrlich bestimmt.

Literatur:

1. A. *Kalecsinszky*: Die quant. chemische Analyse des Amphibols von Szarvaskő bei Erlau. Földtani Közlöny. XII. p. 248—249. Budapest. 1882.
2. B. *Mauritz*: Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró (Komitat Csik, Ungarn). Math. naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. XXX. p. 191—213. Leipzig 1915.
3. *Mauritz—Vendl—Harwood*: Weitere petrochemische Untersuchung des Syenites von Ditró. Math. naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. XXXIII. p. 82—95. Leipzig.
4. V. *Janovici*: Étude s. l. mass. syénitique d. Ditrâu etc. Rev. Muzeului Geologic—Mineralogic din Cluj. Vol. IV. p. 1—76. Cluj, 1934.
5. G. *Fischer*: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen usw. N. Jb. 60. B. Bd. Abt. A. p. 251—396. Stuttgart, 1930.
6. E. *Tröger*: Zur Sippenstellung magmatischer Gesteine. N. Jb. 52. B. Bd. Abt. A. p. 249—330. Stuttgart, 1931.
7. E. *Tröger*: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, 1935.
8. A. *Marchet*: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergussgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. Sitzb. d. Akademie des Wiss. in Wien. Math. nat. Kl. Abt. I. 140. Bd. p. 461—540. Wien, 1931.
9. S. v. *Szentpétery*: Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükkgebirge in Ungarn. Chemie der Erde. Bd. VII. p. 351—382. Jenä 1932.
10. S. v. *Szentpétery*: Titanomagnetithaltige Gesteine der Vaskapuggend von Bükkgebirge. Acta chem. mineralogica et phys. Tome VI. p. 55—100. Szeged, 1937.
11. Schon bei der Druckverbesserung (beim Korrekturamachen) dieser Abhandlung habe ich die interessante Arbeit des Herrn Statsgeologe HEIKKI VÄÄRYNEN: *Petrologie des Nickelërzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitturi in Petsamo* bekommen, demzufolge konnte ich leider jene wertvolle Angaben, die sich auf sehr ähnliche Gesteine beziehen, behufs Vergleichung nicht in Betracht nehmen.

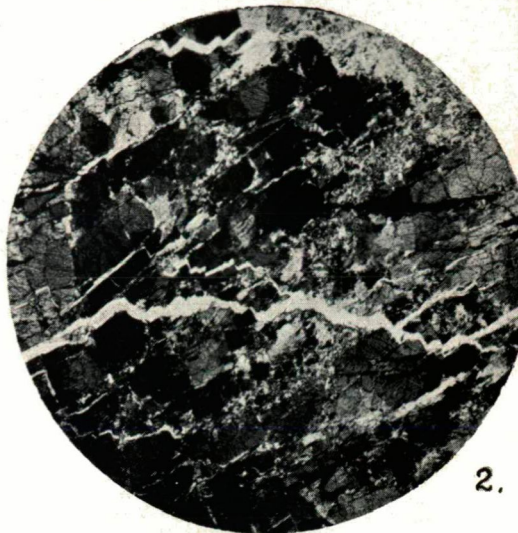
Tafelerklärung:

VIII. Tafel.

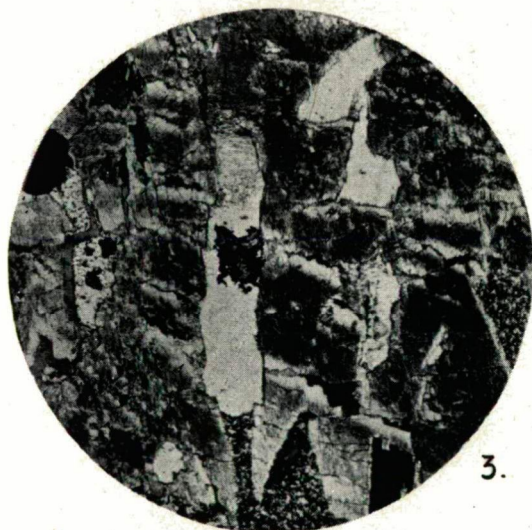
1. Titanitführender Hornblendit, Majorlápá 142 m. Ein fleckig vergrünendes großes Hornblendekristall. Der stufenweise Übergang der braunen und vergrüneten Teile ist stellenweise sichtbar, sowie auch die Titanitisierung des Magnetits in den grünen Flecken und gegen dieselben. Mit 1 Nicol, 20 fache Vergrößerung.



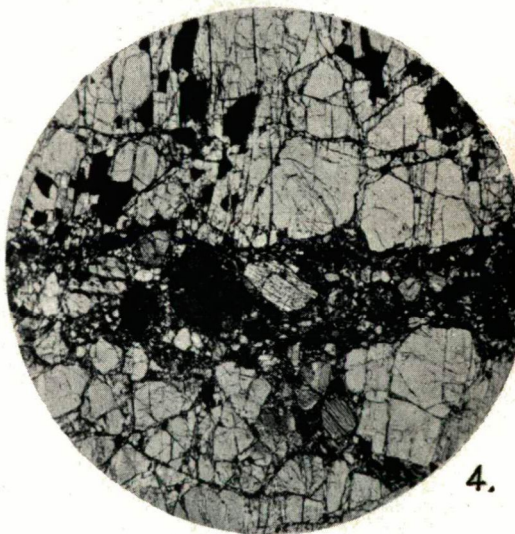
1.



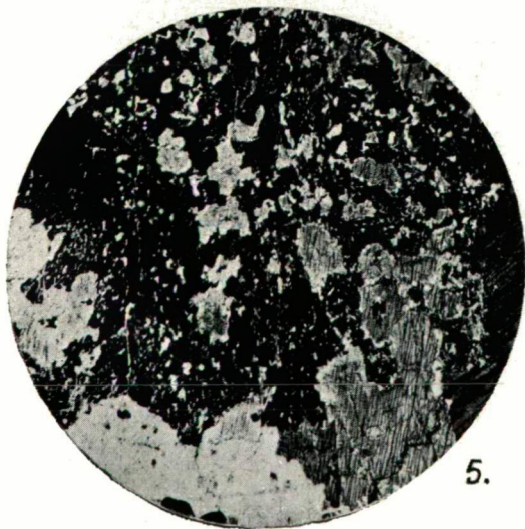
2.



3.



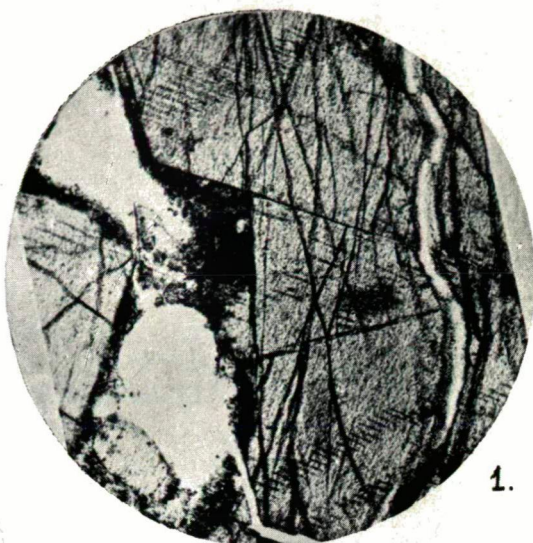
4.



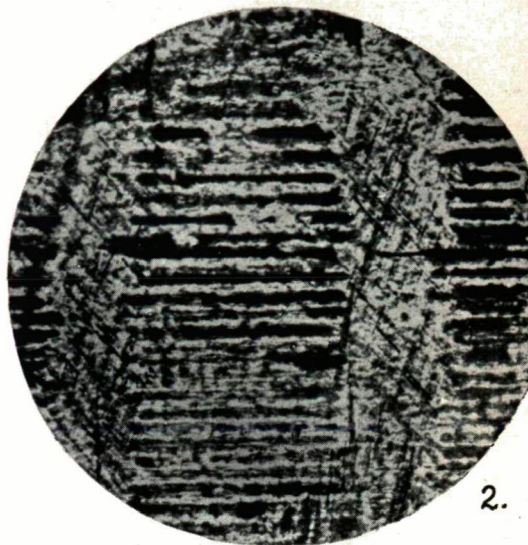
5.



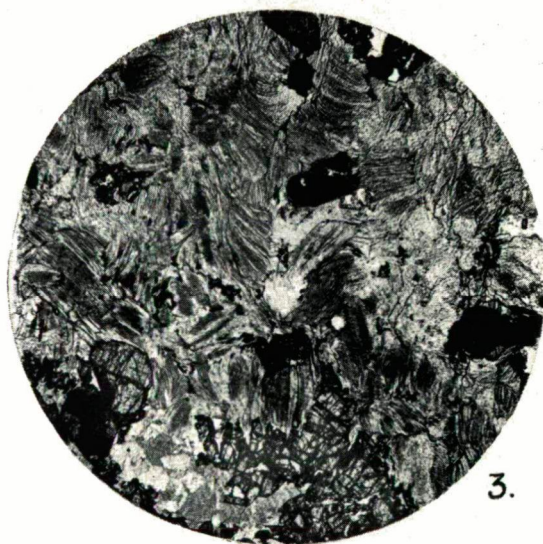
6.



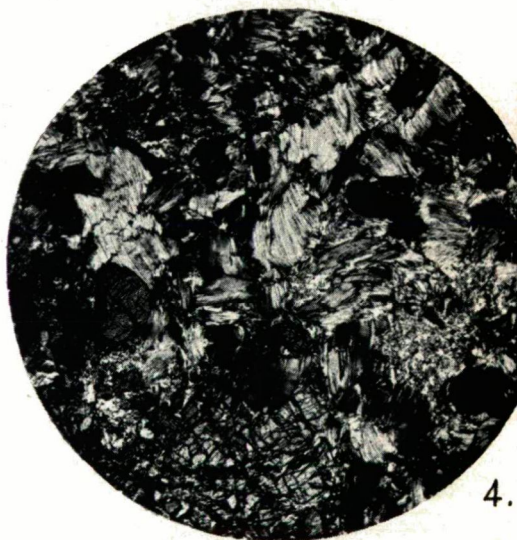
1.



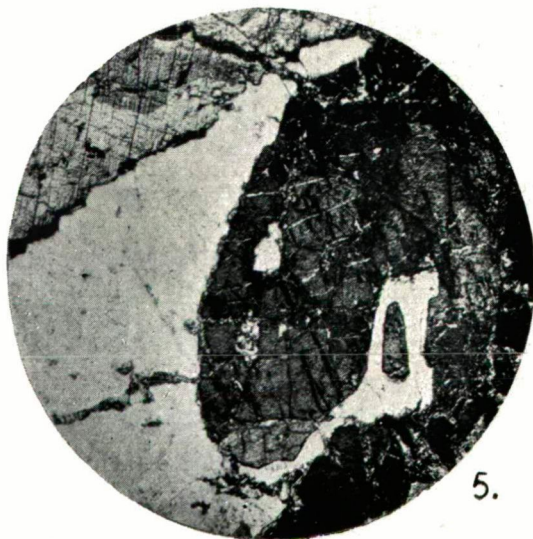
2.



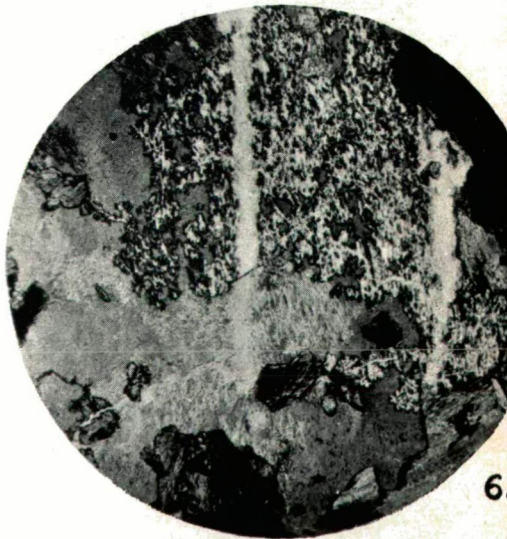
3.



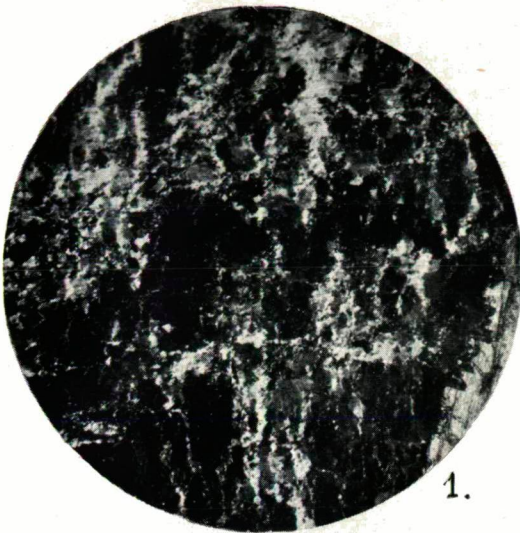
4.



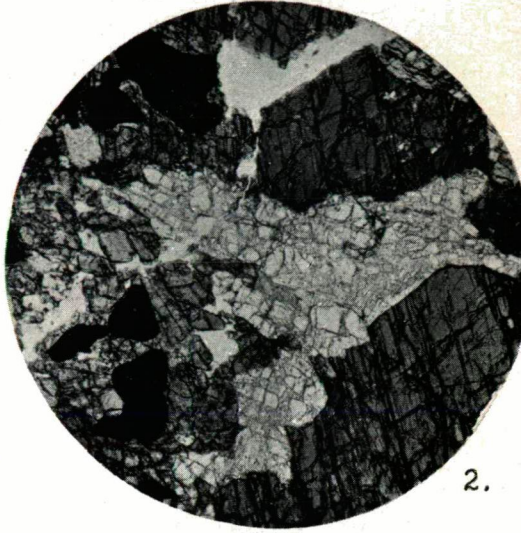
5.



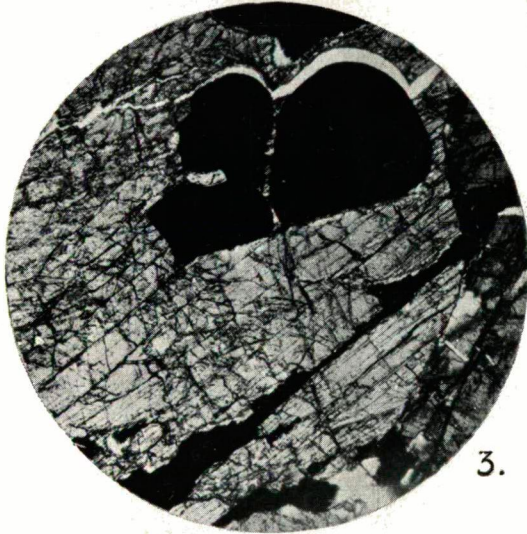
6.



1.



2.



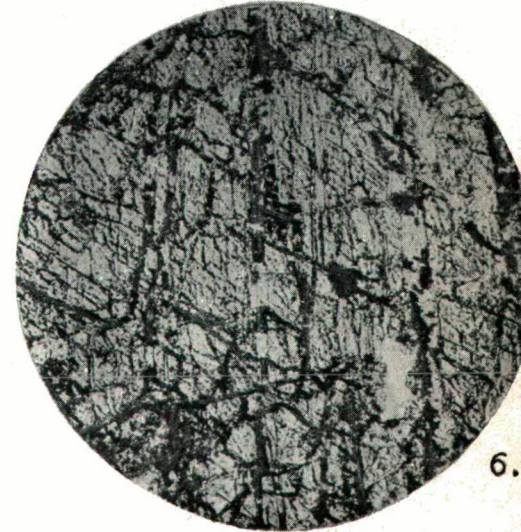
3.



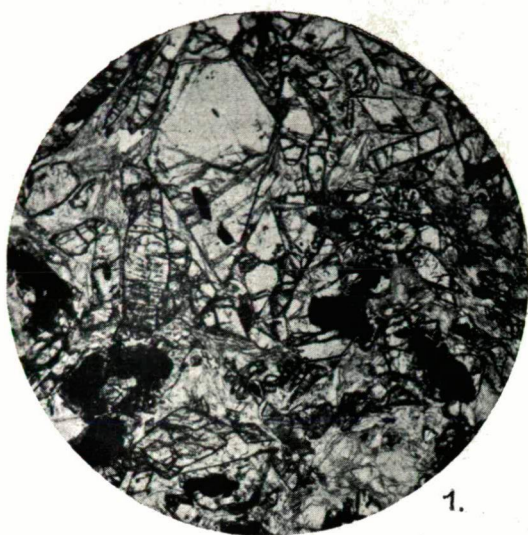
4.



5.



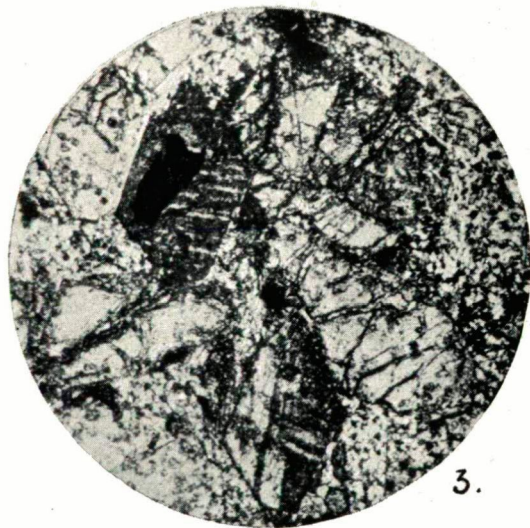
6.



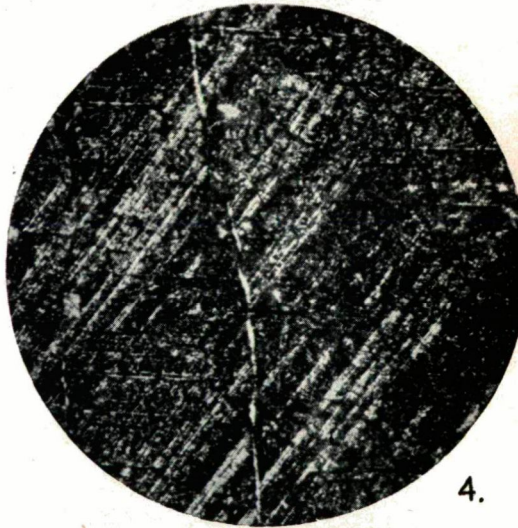
1.



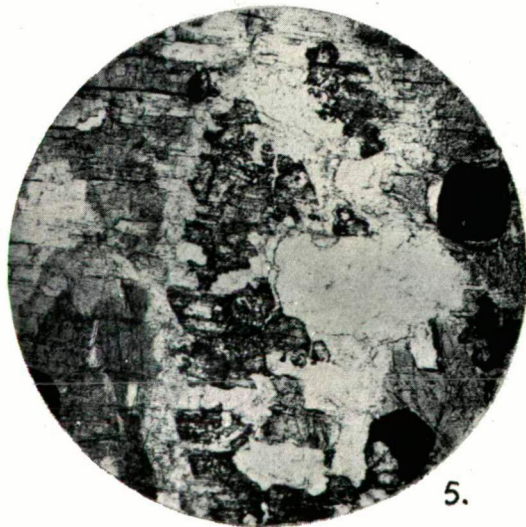
2.



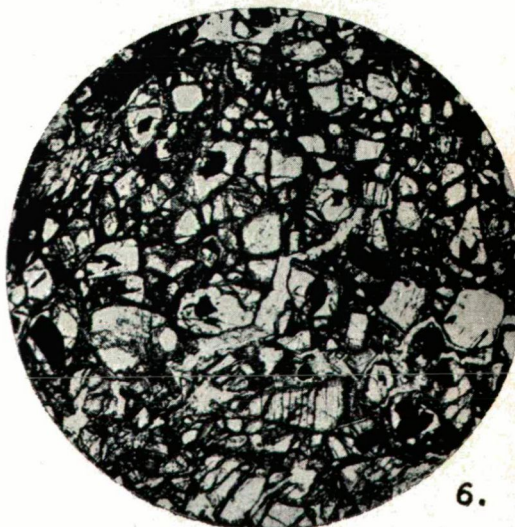
3.



4.



5.



6.

2. Reibungsbrekziöser Hornblendit, Majorlápa 230 m. In der zermalmten vergrünenden Hornblende ist eine zick-zackige Quarzader sichtbar. Zwischen gekreuzten Nicols, 15 × Vergrößerung.

3. Feldspatführender Hornblendit, Majorlápa 146 m. In der vergrünenden und chloritisierenden Hornblende ist nur zum Teil myrmekitisierter Feldspat mit Titaniteinschlüssen vorhanden. + Nicol. 24 ×.

4. Hornblendit, Majorlápa 141 m. Ein reibungsbrekziöser Streifen im Hornblendekristall. Die optische Orientierung der Bruchstücke stimmt nicht überall mit der des Hornblendekristalls, von welchem sie abgebröckelt sind, überein. + Nic. 16 ×.

5. Diopsidhornblendit, Majorlápa 143 m. Mit brauner Hornblende durchwobener Diopsid. Der Diopsid ist dunkel. + Nic. 24 ×.

6. Cortlandtit, Vaskapustollen 15·3. Zusammen auslöschende Olivineinschlüsse in Bronzit, dessen einer Teil mit einem anderen, stark korrodierten Olivin zusammengewachsen ist. Auch dieses Olivinkristall hat einzelne Teile, welche in der Ebene des Dünnschliffes mit dem Hauptkristall nicht zusammenhängen, aber damit zusammen auslöschten. + Nic. 40 ×.

IX. Tafel.

1. Diallaghornblendit, Majorlápa 230 m. Regelmäßige Einschlußreihen im Diallag. 1 Nic. 42 ×.

2. Diallaghornblendit, Majorlápa 230 m. In zergliederten Reihen und einander kreuzend gelagerte Einschlüsse im Diallag. Das Bild kann trotz der sorgfältigsten Anfertigung jene feine Struktur nicht wiedergeben, welche unter dem Mikroskop sichtbar ist. 1 Nic. 184 ×.

3. Biotithornblendit, ein an Biotit reicher Teil, Majorlápa 231 m. Außer dem Biotit und dem Titanit sind braune Hornblende- und Magnetitrelikte sekundärer Amphibol und Chlorithaufen sichtbar. Auf dem Bilde scheint ein Teil des Titanits opak zu sein. 1 Nic. 23 ×.

4. Derselbe zwischen gekreuzten Nicols.

5. Feldspat- und Apatit-führender Hornblendit, Majorlápa 127 m. Der ganz xenomorphe Feldspat ist links mit Hornblende, rechts mit Apatit in Behrührung. Der Feldspat und der Apatit enthalten einander gegenseitig als Einschluß und beide enthalten Hornblendeeinschlüsse 1. Nic. 30 ×.

6. Feldspatführender Hornblendit, Majorlápa 141 m. Myrmekitisierter Feldspathaufen mit Quarzadern. Das Material der Quarzader hat eine übereinstimmende Orientierung mit den die Feldspate durchwehenden Quarzästen. + Nic. 34 ×.

X. Tafel.

1. Feldspatführender Hornblendit, Majorlápa, 127 m. Ein charakteristisch zertrümmerter, lückenausfüllender Feldspat auf der Oberfläche eines korrodierten Amphibols (rechts). + Nic. 41 ×.

2. Apatitführender Hornblendit, Majorlápa 129 m. Zertrümmerter Apatit, zwischen nur in sehr kleinem Maße undulös auslöschenden Hornblenden. Oben und links sind Feldspatäste zu sehen. 1 Nic. 20 ×.

3. Hornblendit, Majorlápá 128 m. Magnetitkörner in Hornblende, mit Quarz zurückgekittet. + Nic. 30 X.

4. Dallaghornblendit, Vaskapustollen 9-75 m. Ein wenig titanitisierende abgerundete Magnetitkörner in Hornblende. Den Magnetit durchschneidet rechts eine Quarzader. Unten ist in der etwas ausbleichenden Hornblende die Titanitbildung stärker. 1 Nic. 18 X.

5. Hornblendit, Majorlápá 143 m. In dem ausbleichenden Teil der fleckig entfärbenden Hornblende ist längs der Spaltungen eine Titanitausscheidung sichtbar. Ein Teil des auf dem Bild befindlichen Magnetitkorns neben der ausbleichenden Hornblende ist ebenfalls titanitisch. 1 Nic. 38X.

6. Hornblendit, Majorlápá 130 m. Die ausbleichende Hornblende wird längs der Spaltungen und Absonderungen vom ausgeschiedenen Titanit durchwoben. Auf dem Bild ist kein Eisenerz sichtbar, aber nahe zum diesen Teil sind ganz frische Magnetitkörner vorhanden. 1 Nic. 83 X.

XI. Tafel.

1. Amphiboltitanit, Majorlápá 146 m. Titanitkristalle mit Magnetit- und spärlichen Hornblenderelikten, mit Chlorit und vielen sekundären Amphibolen. 1 Nic. 23 X.

2. Titanithornblendit, Majorlápá 145 m. Stellenweise an Chloriteinschlüssen sehr reiche Titanitkristalle mit Hornblenderelikten, mit sekundären Amphibolen und Chlorit. Unten ein kleines zwillingslamelliges Titanitkristall. 1 Nic. 52 X.

3. Titanithornblendit, Majorlápá 142 m. Die zwillingsstreifigen Titanitkristalle enthalten stellenweise Chloriteinschlüsse, in ihnen sind Magnetit- und Hornblenderelikte, neben ihnen Chlorit und viel sekundären Amphibol zu finden. + Nic. 45 X.

4. Titanit, Majorlápá 146 m. Entlang der im zwillingsgitterigen Titanitkristall sichtbaren Verwerfung ist Quarz ausgeschieden. + Nic. 124 X.

5. Hornblendit, Majorlápá 142 m. Der im vergrüneten, innerst chloritischen Flecke der Hornblende ausgeschiedene Titanit zeigt die Struktur der Hornblende. Ebenfalls hier titanitisieren die Magnetitkristalle auf ihrem gegen den vergrüneten Fleck fallenden Teil. Der aus ihnen ausgeschiedene Titanit zeigt eine ganz andere Struktur. 1 Nic. 30 X.

6. Titanithornblendit, Majorlápá 146 m. Ein an Titanit sehr reicher Teil des reibungsbrekziösen Gesteins. Die Titanitbruchstücke sind in Limonit eingebettet. 1 Nic. 21 X.

Die Untersuchungen sind mit den Apparaten und Instrumenten der „Rockefeller Foundation“ durchgeführt.

Szeged, 1938, Februar.